Kapitel 2

Der Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima

In diesem Kapitel wird ein Literaturüberblick über einige der wichtigsten Arbeiten zum Einfluss der Sonne auf das Klima gegeben, wobei der Schwerpunkt auf dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Stratosphäre liegt.
Die Sonne ist die Energiequelle für das Klimasystem und ein Zusammenhang zwischen ihrer Variabilität und der Erdatmosphäre liegt daher nahe. Bereits 1801 glaubte W. Herschel, dass eine Änderung der Sonnenfleckenanzahl zu einer Änderung der emittierten Sonnenstrahlung führen könnte, welche wiederum das Wetter beeinflussen könnte (Herschel, 1801b,a). Herschels Kommentar über den möglichen Zusammenhang zwischen Sonnenaktivität und Wetter regte für einige Zeit Interesse an diesem Thema auch bei anderen Wissenschaftlern. Dies ebbte allerdings wieder ab und lebte erst im 20. Jahrhundert wieder auf. Ein Überblick über historische Arbeiten zum Einfluss der Sonne auf das Klima ist in Hoyt und Schatten (1997) zu finden.
Eine besonders gute Übereinstimmung zwischen der Sonnenvariabilität und dem Klima fiel Eddy (1976) für die Zeit des Maunder Minimums auf, in der das Fehlen von Sonnenflecken mit der Kleinen Eiszeit in Europa zusammenfällt (Abb. 2.1). Es wird vermutet, dass das Maximum der solaren Aktivität im 12. Jahrhundert, auch Großes Maximum genannt, mit der mittelalterlichen Warmzeit (engl. „medieval optimum“) in Verbindung steht, in der beispielsweise die Wikinger Grönland (engl. „Greenland“=grünes Land) besiedelten (Hoyt und Schatten, 1997). Neue Brisanz erlangte dieses hohe Niveau der solaren Aktivität und die damit verbundene Temperaturabweichung in der aktuellen Klimadiskussion, da momentan ebenfalls positive Temperaturanomalien (die aber höher als die der mittelalterlichen Warmzeit sind (z. B. Bradley et al., 2003)) beobachtet werden und einige Wissenschaftler dies ausschließlich auf natürliche Ursachen zurückführen. Auch andere Warm- und Kaltphasen der Erdgeschichte fallen mit einer maximalen bzw. minimalen Sonnenaktivität zusammen und legen damit die Vermutung nahe, dass es einen Zusammenhang zwischen der Aktivität der Sonne und dem Klima gibt. Um diesen Zusammenhang beweisen zu können, sind sowohl ausreichend lang zurückreichende Beobachtungsdaten (für die Sonnenaktivität und die Klimaverhältnisse) als auch geeignete Modelle notwendig, mit denen man die verschiedenen Skalen der Sonnenaktivität und ihren Einfluss auf das Klima simulieren kann.

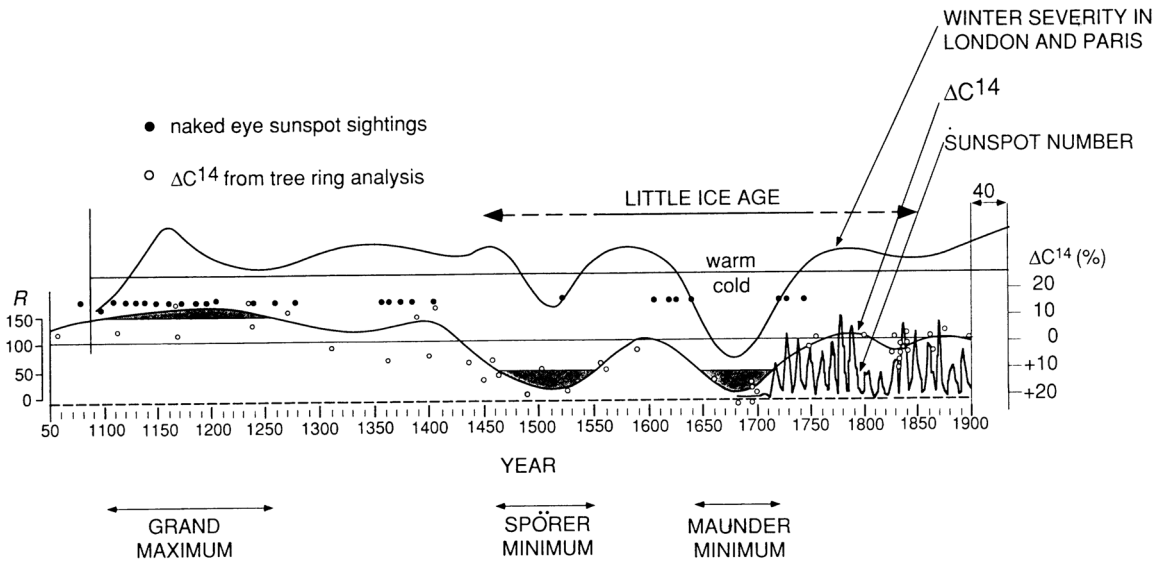

Abbildung 2.1: Zusammenhang zwischen der Winterintensität in Paris und London (obere Kurve) und langzeitlichen Schwankungen der solaren Aktivität (untere Kurve). Die schattierten Teile dieser Kurve geben das Spörer und das Maunder Minimum der solaren Aktivität an. Detailliertere Variationen der solaren Aktivität sind seit 1700 in der unteren Kurve durch die Sonnenfleckenrelativzahl angegeben. Der Index für die Winterintensität wurde um 40 Jahre nach rechts geschoben, um einer durch kosmische Strahlen produzierten ^{14}C Assimilation in Baumringen gerecht zu werden. • Sonnenfleckenbeobachtungen mit bloßem Auge, ○ ΔC^{14} aus Baumringanalysen (Eddy, 1976).

2.1 Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten

Ein Hauptproblem bei der Untersuchung von Sonne-Klima Wechselwirkungen war und ist die zeitlich und räumlich sehr begrenzte Verfügbarkeit von atmosphärischen und sonnenphysikalischen (siehe Abschnitt 1.5.2) Beobachtungsdaten, die erst mit dem Beginn der ersten Satellitenmessungen in den 1960er Jahren anstieg. Verlässliche instrumentelle Messungen für die Temperaturverhältnisse auf der Nordhalbkugel gibt es seit dem Beginn der industriellen Revolution ab 1850, also für die letzten 150 Jahre. Für die Zeit davor muss man auf sogenannte „Multi-proxy“ Rekonstruktionen zurückgreifen, die auf Eisbohrkernen, Baumringen, Korallen, Seesedimentdaten und historischen Aufzeichnungen beruhen (z. B. Jones et al., 1998; Mann et al., 1999; Mann, 2002; Fischer et al., 2003). Mit diesen Rekonstruktionen war es möglich, die Erdbodentemperatur der Nordhemisphäre für die letzten 1000 Jahre relativ genau zu bestimmen. Will man die Klimaverhältnisse für noch längere Zeitspannen untersuchen, ist man auf einzelne Proxy-Daten von Eisbohrkernen u.s.w. angewiesen, aus denen man sowohl die Spurengasverteilung als auch die Temperaturverhältnisse ableiten kann.
Seit der Erfindung der Radiosonde im Jahre 1929 existieren vertikale Messungen für die Troposphäre und die untere bis mittlere Stratosphäre (im Normalfall erreichen Radiosonden Höhen von 25 bis 30 km). Erst mit dem Beginn von Satellitenmessungen war es möglich, auch größere Höhenbereiche abzudecken. Aber auch bei diesen Messungen gibt es Einschränkungen, da sie beispielsweise nicht den gesamten Höhenbereich vom Erdboden bis in die Mittlere Atmosphäre abdecken und die polaren Breiten oft ausgespart bleiben. Konsistente Datenreihen über mehr

als 40 Jahre gibt es praktisch nicht, da immer wieder neue Satelliteninstrumente eingesetzt wurden, deren Daten in aufwendigen Verfahren zu einer einheitlichen Datenreihe zusammengesetzt werden müssen. Die vertikale Struktur eines möglichen solaren Signales kann also erst seit vier Sonnenfleckenzyklen untersucht werden. Dies reduziert die statistische Signifikanz der Ergebnisse und lässt im Prinzip nur Untersuchungen des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus zu, da längere Zeitskalen wie z. B. der 88-jährige Gleisbergzyklus noch nicht genau genug erfasst werden können. Die längeren Zeitskalen der Sonnenaktivität kann man mit den vorhandenen Beobachtungsdaten also bisher nur am Erdboden untersuchen. Wenn es gelingt, den Einfluss der Sonne auf verschiedenen Zeitskalen, z. B. für den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus oder die Zeit des Maunder Minimums, mit einem Modell erfolgreich zu simulieren, könnten die Lücke in der vertikalen Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten geschlossen und gleichzeitig verlässlichere Aussagen für künftige Klimaentwicklungen getroffen werden. Allerdings haben nicht nur die Beobachtungsdaten, sondern auch die Modelle einige Einschränkungen.

2.2 Einsatz von Modellen

Erst mit dem stetigen Anstieg leistungsfähigerer Rechner war es möglich, immer komplexere Modelle zu integrieren. Ein- und zweidimensionale (1-D/2-D) Modelle wurden von dreidimensionalen (3-D) Modellen abgelöst, welche die Wechselwirkungen in der Atmosphäre besser simulieren. Klimamodelle (im Englischen: „General Circulations Models (GCMs)“), welche auch die Mittlere Atmosphäre beeinhalten existieren allerdings erst seit Ende der 1980er Jahre (z. B. Überblick von Langematz und Pawson, 1992). Die ersten Modelle waren aber noch nicht in der Lage, die Wechselwirkungen zwischen Dynamik, Strahlung **und** Chemie, geschweige denn eine Kopplung zwischen Atmosphäre **und** Ozean interaktiv zu berücksichtigen. Man musste sich daher auf die Simulation von Teilen des Klimasystems beschränken. So gab und gibt es beispielsweise GCMs, welche zwar eine Ozean-Atmosphärenkopplung berücksichtigen, dafür aber die Mittlere Atmosphäre und eine interaktive Chemieparametrisierung noch nicht beinhalten, oder GCMs, welche die Atmosphäre bis in die Mesosphäre abbilden, dafür aber weder den Ozean noch die Chemie interaktiv berechnen. Seit Ende der 1990er Jahre beginnt man aufgrund gestiegener Rechnerkapazitäten auch Modelle der Mittleren Atmosphäre mit einem interaktiven Chemiemodul zu koppeln, sogenannte „Chemistry Climate Models (CCMs)“ (z. B. Überblick von Austin et al., 2002). Modelle, welche sowohl die Atmosphäre bis in die Mittlere Atmosphäre als auch eine interaktive Chemie und einen interaktiven Ozean berücksichtigen, sind im Moment gerade in der Entwicklungsphase. Diese Modelle, welche möglichst viele Komponenten des Klimasystems (bis hin zur Beschreibung der Biosphäre) zu berücksichtigen versuchen, werden auch „Earth System Models (ESMs)“ genannt. Bei der Simulation von längeren Zeitskalen ist man allerdings immer noch auf die GCMs, welche noch nicht das ganze Klimasystem beinhalten angewiesen bzw. auf Modelle mittlerer Komplexität, wie z. B. das CLIMBER-Modell des Potsdam Instituts für Klimafolgenforschung.

Die Ausführungen machen deutlich, dass es nicht nur in den Beobachtungen sondern auch bei den Modellen Unsicherheiten gibt, die es zu überwinden gilt, wenn man das Klima der Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft beschreiben möchte. Nicht zuletzt wegen dieser Unsicherheiten gab es immer wieder kritische Stimmen zu Untersuchungen des Sonneneinflusses (z. B. Pittock, 1978) und erst die langsam wachsende Anzahl von gesicherten Beobachtungs- und Modelldaten ließ die Akzeptanz solcher Studien in den letzten Jahren steigen. Ein ganz wichtiger Punkt in derzeitigen Modell- und Beobachtungsstudien ist das Verständnis von natürlich und anthropogen bedingten Klimaänderungen (IPCC, 2001; WMO, 2003).

2.3 Hinweise für einen Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima

Solare Variabilität findet auch auf sehr langen Zeitskalen von 22.000, 41.000 und 100.000 Jahren durch Änderungen der Orbitalparameter statt (Abschnitt 1.5). Diese Änderungen der orbitalen Parameter haben geringfügige Änderungen der totalen solaren Einstrahlung zur Folge, welche relativ große Klimaschwankungen, sogenannte Milankovitch-Zyklen hervorrufen (Milankovitch, 1941). Zahlreiche Vereisungen, auch die vor 10.000 Jahren, stehen im Zusammenhang mit einer Kombination aus den Basisfrequenzen von 100.000, 41.000 und 22.000 Jahren (z. B. Willson, 2001). Die 420.000 Jahre vor heute zurückreichende Serie des Vostok-Eisbohrkernes liefert unter anderem wichtige Hinweise zum Verständnis der Antwort des Klimasystems auf diese orbitalen Initial- (Milankovitch-) Anregungen (Raynaud, 2001; Petit et al., 1999). Auch andere Wechsel zwischen den Eiszeiten und Warmphasen der vergangenen ein bis zwei Millionen Jahre lassen sich zum großen Teil mit kleinen periodischen Schwankungen der Erdbahn um die Sonne und damit anhand von Änderungen der Solarstrahlung erklären. Mit dem CLIMBER-Modell des PIK gelang es, alleine durch Änderung der Orbitalparameter und damit einer geänderten Sonneneinstrahlung einen Zusammenhang zwischen der Sonnenaktivität auf sehr langen Zeitskalen und dem Klima zu zeigen. Unter zusätzlicher Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Niederschlag und Vegetation konnte gezeigt werden, dass die Sahara im Holozän (ca. 8.000 Jahre vor heute) bewachsen war[1)] (Claussen und Kubatzki, 2002). Die sogenannten Dansgaard/Oeschger Zyklen sind im Vergleich zu den Schwankungen der Orbitalparameter kürzere Ereignisse, die vor 100.000 bis ca. 11.600 Jahren vor heute alle 1470 Jahre sehr regelmäßig auftraten. Sie sind durch einen charakteristisch schnellen Anstieg der Temperatur[2)] und einen fast gleichzeitigen Anstieg der Konzentration von CO_2 und CH_4 gekennzeichnet (Grootes, 2001). Die Regelmäßigkeit dieser Zyklen, die auch im Holozän nachgewiesen wurden, deutet auf einen kosmischen Ursprung hin[3)], der allerdings noch nicht eindeutig identifiziert werden konnte (Rahmstorf, 2003). Bond et al. (2001) finden anhand von Korrelationen zwischen ^{14}C und ^{10}Be mit Proxydaten für die Eisdrift einen solaren Einfluss auf das nordatlantische Klima im Holozän. Die Periode der Kleinen Eiszeit vom 16. bis 18. Jahrhundert könnte eine der letzten kalten Phasen des 1500 Jahreszyklus gewesen sein, für die ein Zusammenhang zu einer Phase sehr geringer Sonnenaktivität vermutet wird. Erste Ergebnisse von Simulationen des Maunder Minimums mit GCMs zeigen eine gute Übereinstimmung des simulierten Klimas mit Rekonstruktionen (z. B. Rind et al., 1999; Shindell et al., 2001a, 2003; Rind et al., 2002b; Fischer-Bruns et al., 2002; Langematz et al., 2003a). Einige Simulationen benutzten sowohl die spektralen Änderungen der solaren Einstrahlung während des Maunder Minimums nach Lean (2000b) und beinhalteten die Stratosphäre (Shindell et al., 2001a, 2003; Langematz et al., 2003a) sowie eine vereinfachte interaktive Chemieparamatrisierung und einen Mischungsschichtozean (Shindell et al., 2001a, 2003), während andere nur die Solarkonstante anpassten und die mittlere Atmosphäre nicht vollständig beinhalten dafür aber einen interaktiven Ozean berücksichtigten (Fischer-Bruns et al., 2002). Diese Simulationen des Maunder Minimums geben daher erste Anhaltspunkte für den Einfluss der Sonne auf das Klima.

[1)] Das Perihel fand im Holozän im September (heute im Januar) statt, d.h. die Nordhalbkugel erhielt im Sommer mehr und im Winter weniger Sonnenenergie als heute. Dies führte unter anderem zu einer Verstärkung des asiatischen und afrikanischen Sommermonsuns.

[2)] Innerhalb weniger Jahre stieg die Temperatur in den von Gletschern bedeckten Gebieten Nordeuropas um bis zu zehn Grad Celsius, um nach einigen hundert Jahren genauso schnell wieder abzuklingen.

[3)] Der 1800 Jahre dauernde Mondzyklus könnte in Frage kommen (Rahmstorf, 2003).

Ganz neue Untersuchungen gehen davon aus, dass langzeitliche Klimaextremereignisse, als deren Ursachen bisher die Wanderung von Kontinenten, schwankende Meeresströmungen, Vulkanausbrüche sowie natürliche Schwankungen von Kohlenstoffdioxid galten, im Zusammenhang mit der Wanderung des Sonnensystems in der Galaxis stehen (z. B. Shaviv, 2003). Alle 140 Millionen Jahre durchquert die Erde einen der vier Spiralarme (siehe Abb. 1.2) der Galaxis, was vermutlich eine Eiszeit auf der Erde aufgrund geänderter kosmischer Strahlung ausgelöst haben könnte. Etwa zwei Drittel der Rekonstruktion der Temperaturschwankungen für die letzten 550 Millionen Jahre lassen sich mit Hilfe der Wanderung der Erde durch die Milchstraße erklären. Diese Untersuchungen geben Hinweise darauf, dass Schwankungen von Kohlenstoffdioxid nicht der Auslöser für Klimasprünge waren.
Auf der dekadischen und Jahrhunderte Zeitskala gibt es einige Hinweise aus unterschiedlichen Klimaarchiven und -parametern, die eine Beeinflussung des Klimas durch die Sonne nahe legen. Dekadische Signale findet man z. B. in Baumringen (Kromer et al., 2001), in Korallen (Cobb et al., 2001; Tourre et al., 2001), in Eisbohrkernen (tropische: z. B. Hoffmann et al., 2002; Thompson et al., 2002), (polare: z. B. Grootes, 2001), in Seesedimenten (Cooper et al., 2000; Negendank und Arbeitsgruppe, 2001), in Stalagmiten (Neff et al., 2001) und in Variationen der Meeresoberflächentemperaturen (z. B. Reid, 2000; White und Tourre, 2003). Einige dieser Studien bringen die dekadischen Signale direkt mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in Zusammenhang. Die 11-jährigen Zyklen in der Erdoberflächentemperatur der letzten Dekaden hatten dabei Amplituden von 0,06 bis 0,1°C, welche direkt zu den beboachteten Änderungen der totalen solaren Einstrahlung von 1,1 W/m^2 (0,08%) passen. Dieser direkte solare Klimaantrieb beträgt 0,2 W/m^2 im Vergleich zu einem Netto-Klimaantrieb durch anthropogene Faktoren von 0,35 W/m^2 pro Dekade und ist daher nicht vernachlässigbar (Lean und Rind, 2001). Ein möglicher indirekter Klimaantrieb über Änderungen in der solaren UV-Strahlung wird in Abschnitt 2.4 näher betrachtet. Das Auffinden eines solaren Signales in der Troposphäre wird allerdings aufgrund der hohen Variabilität und der Limitierung globaler Datenreihen extrem erschwert.
Mit Hilfe von transienten Simulationen, in die sowohl der Strahlungsantrieb der Sonnen- und Vulkanaktivität (vgl. Abschnitt 1.3.2 für die Sonnenindizes) als auch der Strahlungsantrieb durch den Anstieg von Aerosolen und Treibhausgasen eingehen, um den aus Beobachtungen rekonstruierten Temperaturanstieg der letzten 1000 Jahre zu simulieren (z. B. Crowley, 2000; Tett et al., 2002), konnte gezeigt werden, dass vor 1850 41% bis 64% der dekadisch-skaligen Temperaturänderungen auf Änderungen in der solaren Einstrahlung und der Vulkanaktivität zurückzuführen sind, der starke Temperaturanstieg in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts allerdings hauptsächlich auf den anthropogen verursachten Anstieg der Treibhausgase zurückzuführen ist (Crowley, 2000). Die erste transiente Simulation mit einer Änderung der Solarkonstanten (die allerdings nicht wellenlängenabhängig vorgegeben wurde) führten Cubasch et al. (1997) mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell durch, welches die Stratosphäre nicht vollständig beinhaltete. Die Ergebnisse zeigen, dass die simulierte Erdoberflächentemperatur von der langzeitlichen Periode des Gleisberg-Zyklus[4)] dominiert wird und um 0,5 K schwankt und legen eine Beeinflussung des Temperaturtrends im 20. Jahrhundert durch die Variabilität der Sonne nahe. Unter Berücksichtigung einer zweiten Abschätzung für die Intensitätsvariationen der Solarkonstanten konnte der Einfluss von langzeitlichen Perioden der solaren Variabilität bestätigt werden (Cubasch und Voss, 2000; Cubasch, 2002). Die

[4)] Im Moment befinden wir uns in einem Minimum des Gleisberg-Zyklus.

bodennahe Lufttemperatur und die vertikale Temperaturverteilung in der Atmosphäre sowie die thermohaline Zirkulation im Nordatlantik reagieren auf die variable Sonneneinstrahlung. In der unteren Stratosphäre findet man allerdings kein deutliches 11-jähriges Signal, was auf die ungenügende Repräsentation der Stratosphäre zurückgeführt wird.
Bereits Lean et al. (1995) zeigten, dass die Hälfte der beobachteten Erwärmung seit 1860 und ein Drittel der Erwärmung seit 1970 auf solaren Antrieb zurückzuführen ist. Seit Mitte der 1990er Jahre gibt es eine Diskussion über den Einfluss der Sonne im Vergleich zu anthropogenen Faktoren. Lean und Rind (1998) wiesen bereits daraufhin, dass der Anstieg der Treibhausgase hauptverantwortlich für den Temperaturanstieg der letzten 30-100 Jahre ist. Auch Mende und Stellmacher (2000) finden mithilfe eines nicht-linearen Regressionsmodells wichtige Hinweise für eine hauptsächlich solargetriebene Variabilität in der Vergangenheit, die auch für die Zukunft signifikant bleiben wird, da sowohl die anthropogenen Faktoren als auch die solare Variabilität in Richtung einer weiteren globalen Erwärmung weisen. Eine endgültige Abschätzung der natürlichen Faktoren und insbesondere der Sonnenvariabilität ist bisher nicht gelungen, so dass im neuen IPCC-Bericht (IPCC, 2001) auch nur die direkten solaren Antriebe berücksichtigt sind, während die indirekten Effekte noch genauer bestimmt werden müssen. Das Ziel dieser Arbeit ist es unter anderem zu zeigen, wie wichtig die indirekten Effekte aufgrund des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus sind, damit sie in zukünftigen Abschätzungen berücksichtigt werden. Neben den beschriebenen transienten Simulationen, die versuchen die Temperatur der letzten 1000 bzw. 140 Jahre zu erklären, gibt es auch Gleichgewichtssimulationen des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, die sich mit dem Mechanismus der Übertragung des Signales beschäftigen (siehe Abschnitt 2.4.2).

2.4 Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus in der Stratosphäre

Mögliche Einflüsse des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Troposphäre sind bereits angesprochen worden. Hier sollen nun die Einflüsse des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre näher beschrieben werden, wobei sowohl darauf geachtet wird, eine zeitliche Abfolge der Untersuchungen einzuhalten als auch eine Einteilung in Beobachtungs- und Modellstudien vorzunehmen. Am Ende dieses Kapitels wird dann der Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre sowie der mögliche Einfluss auf die Troposphäre aufgezeigt, um die Fragestellungen für die vorliegende Arbeit zu entwickeln.
Für die Stratosphäre stellt sich die Frage eines ausreichend langen Datensatzes noch viel mehr als für die Troposphäre, da man erst seit den 1950er Jahren regelmäßige Daten zur Verfügung hat. Heutige Datensätze für die untere und mittlere Stratosphäre[5)] (z. B. FU Berlin Analysen von 1957/58 bis 2001 (Labitzke und Mitarbeiter, 2002), NCEP/NCAR-Reanalysen 1958 bis heute (Kalnay et al., 1996)) decken in etwa den Zeitraum von vier Sonnenfleckenzyklen ab. Um langzeitliche Variationen der Stratosphäre auch oberhalb von 10 hPa zu untersuchen, stehen folgende Datensätze zur Verfügung (WMO, 1999): (a) Satellitendaten (1979 bis heute), (b) Lidardaten (1979 bis heute) und (c) Raketendaten (Zeitintervalle variieren von Station zu Station, etwa von Mitte der 1960er Jahre bis Mitte der 1990er Jahre). Der neue Reanalysen-

[5)] In diese Datensätze fließen Radiosondenmessungen ein, die nur eine maximale Höhen von 10 hPa (32 km) errreichen und keine einheitliche globale Abdeckung haben.

datensatz vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ERA-40)[6] deckt einen Zeitraum von über 40 Jahren (1957-2001) ab, reicht bis in eine Höhe von 1 hPa (48 km) und stellt damit in der Zukunft einen erweiterten Datensatz für stratosphärische Untersuchungen dar. Aufgrund der geringen Anzahl von räumlich und zeitlich ausreichenden Daten für die Stratosphäre (vgl. auch Abschnitt 2.1) versuchte man die anhand von einzelnen Beobachtungen (Abschnitt 2.4.1) gefundenen Hinweise des Einflusses des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre zuerst mit 2-D Modellen nachzuvollziehen (z. B. Garcia et al., 1984; Brasseur, 1993; Huang und Brasseur, 1993; Fleming et al., 1995) (Abschnitt 2.4.2). Aus diesen theoretischen Studien wusste man, dass Änderungen der solaren UV-Strahlung mit dem 27-tägigen Rotationszyklus und dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus die chemische, thermische und dynamische Struktur der Mittleren Atmosphäre, d.h. der Mesosphäre und Stratosphäre, beeinflussen (z. B. Rückblick von Brasseur und Solomon, 1984). Immer wieder versuchte man Beweise sowohl aus Beobachtungs- als auch Modelldaten (später kamen auch 3-D Modelle hinzu) für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre zu finden (Abschnitt 2.4.1, 2.4.2). Diese Bemühungen dauern auch noch an, da längst noch nicht alles verstanden ist.

In dem folgenden Überblick über existierende Beobachtungs- und Modellstudien werden detailliert die Ergebnisse von diesen Studien aufgezeigt, die im späteren Verlauf für den Vergleich mit im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Modellsimulationen benutzt werden. Dabei wird versucht, die Fülle der verschiedenen Arbeiten zum 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus sowie Arbeiten zur Wechselwirkung zwischen 11-jährigem Sonnenfleckenzyklus und tropischen Windschwingungen in der Stratosphäre (QBO und SAO) übersichtlich darzustellen.

2.4.1 Beobachtungen

Während man in den fünfziger Jahren noch die Sonne als Auslöser für die gerade entdeckten Stratosphärenerwärmungen („Berliner Phänomen“) vermutete (Scherhag, 1952), bemerkte Scherhag (1962) bereits einen Zusammenhang zwischen der Abnahme der Sonnenaktivität mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der Abnahme der stratosphärischen Temperatur von 1958 bis 1962 um 0,7 K. Weitere Arbeiten aus der Berliner Gruppe folgten, welche versuchten, diesen beobachteten Zusammenhang statistisch zu belegen (z. B. Kriester, 1971; Ebel und Labitzke, 1980; Ebel et al., 1981; Naujokat, 1981). In Quiroz (1979) ist ein Überblick über die ersten Arbeiten mit Raketendaten ab Mitte der 1970er Jahre zu finden, welche von positiven Korrelationen zwischen stratosphärischen Variablen (hauptsächlich Temperatur) und der Sonnenaktivität (Sonnenflecken) berichten, sowie über erste vereinfachte Modellstudien. Einen ersten Zusammenhang zwischen 11-jährigen Änderungen der solaren UV-Strahlung, deren Zusammenhang zur Sonnenaktivität zu diesem Zeitpunkt noch nicht gesichert war (vgl. Kapitel 1), und Trends in stratosphärischem Ozon und in der stratosphärischen Temperatur finden Callis et al. (1979) beim Vergleich von Beobachtungen mit vereinfachten Modellstudien. Die maximale Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum tritt in ca. 40 km Höhe auf. Alle diese früheren Studien benutzten allerdings relativ kurze und räumlich begrenzte Datensätze und waren daher nicht in der Lage, den Zusammenhang zur Sonne wirklich nachzuweisen.

[6] Dieser Datensatz ist erst seit einigen Monaten verfügbar.

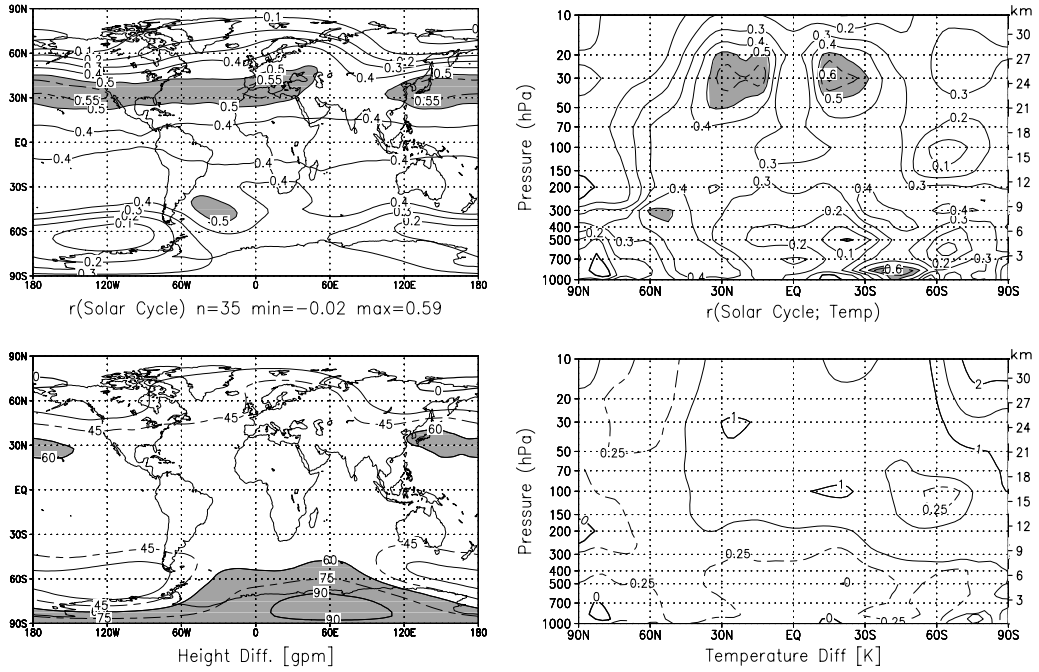

Abbildung 2.2: Links: Oben: Jahresmittel der Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der geopotentiellen Höhe in 30 hPa für die NCEP/NCAR-Reanalysedaten von 1968-2002. Korrelationen größer als 0,5 sind grau unterlegt. Unten: Differenz der 30-hPa Höhe zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum, Isolinienabstand: 30 gpm, Differenzen größer als 60 gpm sind grau unterlegt. Rechts: Oben: Jahresmittel der Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der Temperatur von 1000 bis 10 hPa für die NCEP/NCAR-Reanalysedaten von 1968-2002. Korrelationen größer als 0,5 sind grau unterlegt. Unten: Differenz der Temperatur zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum, Isolinienabstand: 0,5 K. Erweitert nach Labitzke (2001).

Ein Durchbruch für den Nachweis des Einflusses des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus gelang Ende der 1980er Jahre (Labitzke, 1987; Labitzke und van Loon, 1988) mit der Veröffentlichung von sehr hohen Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss (als Maß für den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus; vgl. Abschnitt 1.3.2) und meteorologischen Parametern wie Temperatur und geopotentieller Höhe in der gesamten nordhemisphärischen unteren und mittleren Stratosphäre. Seit dieser Zeit wurden die Korrelationen ständig aktualisiert, im Winter um die stratosphärische QBO (siehe unten) erweitert und mit den NCEP/NCAR-Reanalysen auch auf die Südhemisphäre ausgedehnt (van Loon und Labitzke, 2000). Im Jahresmittel sind die Korrelationen zwischen dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der geopotentiellen Höhe in 30 hPa (ca. 24 km) positiv, d.h. man findet im Sonnenfleckenmaximum höhere geopotentielle Höhen in der Stratosphäre als im Sonnenfleckenminimum (Abb. 2.2 links), wobei die größten Korrelationen (oben) und Differenzen (unten) im Bereich der Subtropen ($\pm 30°$) zu finden sind. Das Signal ist im Nordsommer am stärksten ausgeprägt und wandert von einer Sommerhemisphäre zur anderen (z. B. van Loon und Labitzke, 2000; van Loon und Shea, 2000; Labitzke, 2002). Die vertikale Struktur des Temperatursignales ist in Abb. 2.2 (rechts) dargestellt. Im Jahresmittel sind die Korrelationen zwischen dem Sonnenfleckenzyklus und der Temperatur vom Erdboden bis in eine Höhe von 32 km positiv (oben). Im Sonnenfleckenmaximum ist es im Vergleich zum Sonnenfleckenminimum bis zu 1,2 K (bei 100 hPa) wärmer (unten).

Diese hohen Korrelationen zwischen 11-jährigem Sonnenfleckenzyklus und stratosphärischen Parametern waren lange Zeit sehr umstritten und wurden sogar als mathematisches Artefakt aufgrund der Kürze der Datenreihen bezeichnet (Salby und Shea, 1991). Die Akzeptanz des Zusammenhanges zwischen Sonne und Klima erlangte in den letzten Jahren nicht zuletzt durch eine verstärkte Beschäftigung mit diesem Thema in Modell- und Beobachtungsstudien eine neue Dimension. Inzwischen untersuchen dieselben Autoren ebenfalls den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre und finden signifikante Signale (z. B. Salby und Callaghan, 2000, 2004; van Loon und Shea, 2000).
Nachdem ein 11-jähriges Sonnensignal in der unteren Stratosphäre gezeigt worden war, konnte wenig später auch ein Signal in der oberen Stratosphäre anhand hoher Korrelationen zwischen dem subtropischen mittleren Zonalwind in 1 hPa und der 11-jährig variierenden solaren UV-Strahlung (Kodera und Yamazaki, 1990) sowie anhand von Ozon, Temperatur und Wind (Hood und McCormack, 1992; Hood et al., 1993; Chandra und McPeters, 1994) nachgewiesen werden. Mit einem statistischen Multiregressionmodel, welches einen linearen Trend, den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, die QBO, ENSO (El Nino Southern Oscillation) und Vulkane (McCormack et al., 1997) berücksichtigt, konnte das Signal des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Temperatur- und der Ozonverteilung bestimmt werden.

Ozon

Im Jahresmittel tritt das größte Ozonsignal in mittleren Breiten beider Hemisphären an der Stratopause (1-3 hPa) auf und ist mit 6% auf der Südhemisphäre etwas stärker als auf der Nordhemisphäre (3,75%) (Abb. 2.3a). Das Signal verschwindet fast völlig in der mittleren Stratosphäre (5-10 hPa) und steigt erst in der unteren Stratosphäre wieder an. Am Äquator ist das beobachtete Ozonsignal in 10 hPa sogar negativ. Ein vergleichbares negatives Ozonsignal in der mittleren Stratosphäre konnte nun auch aus den SAGE II Daten mit Hilfe eines Multiregressionsmodels extrahiert werden (Abb. 2.3c) (K. Tourpali, persönliche Mitteilung, 2003). Auch Lee und Smith (2003) erhalten sowohl in SBUV als auch in SAGE Daten ein zu Abb. 2.3a ähnliches Muster der Ozonanomalien. Sie führen das negative Signal in der unteren bis mittleren Stratosphäre auf einen Einfluss der QBO bzw. auf zwei starke Vulkaneruptionen[7)] zurück.

Temperatur

Die Temperaturverteilung zeigt im Jahresmittel ein zur Ozonverteilung ähnliches Signal (Abb. 2.3b). Das Maximum befindet sich in der tropischen oberen Stratosphäre (+2,5 K), in der mittleren Stratosphäre befindet sich ein leicht negatives Signal (-1 K) und ein zweites Temperaturmaximum ist in der unteren tropischen Stratosphäre zu erkennen (+1 K), welches vergleichbar zu Abb. 2.2 rechts ist. Im Winter (Dezember, Januar, Februar) findet man einen signifikanten Temperaturanstieg von 2,7±1,5 K in den niedrigen Breiten der Stratopausenregion und einen noch stärkeren Temperaturanstieg von 3,2±1,5 K in den hohen Breiten der Sommerhemisphäre in einer Höhe von 35 bis 40 km (McCormack und Hood, 1996). Im

[7)] Bisher gab es seit den 1960er Jahren drei Vulkane, die die Stratosphäre signifikant beeinflussten: 1963 Mount Agung (Indonesien), 1982 El Chichón (Mexiko) und 1991 Mount Pinatubo (Philippinen). Die Eruption des Pinatubo produzierte die größte globale Vulkanaerosolwolke, die im 20. Jahrhundert je beobachtet wurde (z. B. Stenchikov et al., 2002).

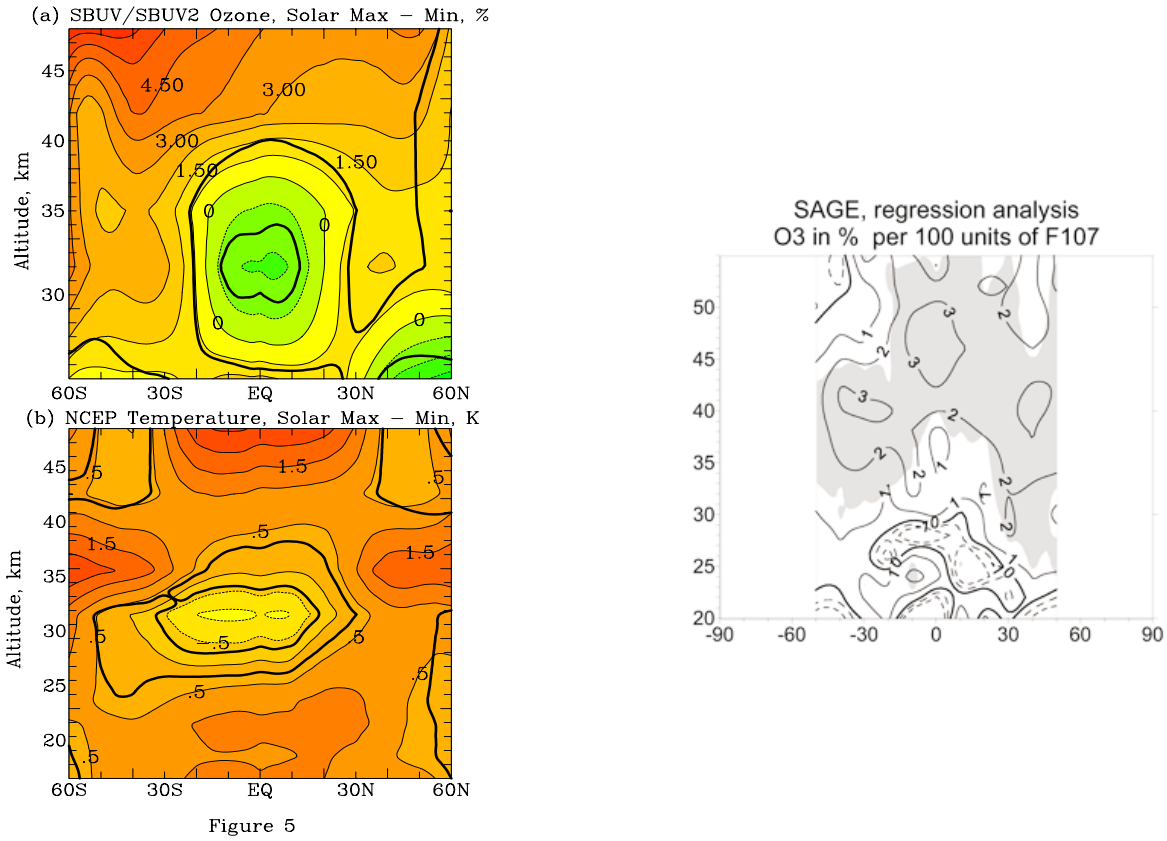

Abbildung 2.3: Links: (a) Jahresmittel der prozentualen Ozonvariation zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für SBUV/SBUV2-Daten 1980-1997, Isolinienabstand: 0,75%. (b) Jahresmittel der Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für NCEP-Reanalysedaten von 1980 bis 1997, Isolinienabstand: 0,5 K (Hood, 2003). Rechts: Prozentuales solares Ozonsignal pro 100 Einheiten des 10,7 cm Radioflusses für die SAGE II Daten von 1985-2001, Isolinienabstand: 1%, schattiert dargestellt ist die statistische Signifikanz von mehr als 95% (K. Tourpali, persönliche Mitteilung, 2003).

Nordsommer findet man ein zum Nordwinter spiegelbildliches Muster mit einem Temperaturmaximum von 3,5±1,9 K in hohen nördlichen Breiten. Die Temperaturänderung an der tropischen und subtropischen Stratopause beträgt in allen Jahreszeiten 2-2,5 K, was man im Jahresmittel (Abb. 2.3b) deutlich sieht.

Die von Hood (2003) berechnete Temperaturverteilung im Jahresmittel (Abb. 2.3b) unterscheidet sich von einer anderen Abschätzung für den gleichen Zeitraum aus SSU-Daten (Scaife et al., 2000b). Das statistisch signifikante Maximum der Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum tritt in der oberen tropischen Stratosphäre mit +0,8 K in einer Höhe von 40 km auf (Abb. 2.4) und nimmt zu größeren Höhen hin bis auf leicht negative Signale in der Mesosphäre ab (0,4 K bei 1 hPa). Ein zweites signifikantes Maximum von 0,25 K befindet sich in der unteren Stratosphäre in einer Höhe von 20 km. In den mittleren und hohen Breiten ist das Temperatursignal schwach negativ, aber aufgrund der hohen Variabilität im Winter nicht signifikant. Insgesamt kann man bei einem Vergleich mit Abb. 2.3b feststellen, dass die Amplituden der Maxima in Abb. 2.4 geringer sind, das größte Signal in einer geringeren Höhe zu finden ist, das negative Signal in der mittleren Stratosphäre ganz fehlt und das zweite Maximum in der unteren Stratosphäre qualitativ mit dem in Abb. 2.3b und Abb. 2.2 übereinstimmt. Ein Grund für diese Unterschiede könnten unterschiedliche Prozeduren sein, mit denen das Sonnensignal aus verschiedenen Datensätzen (beide Datensätze beinhalten jedoch

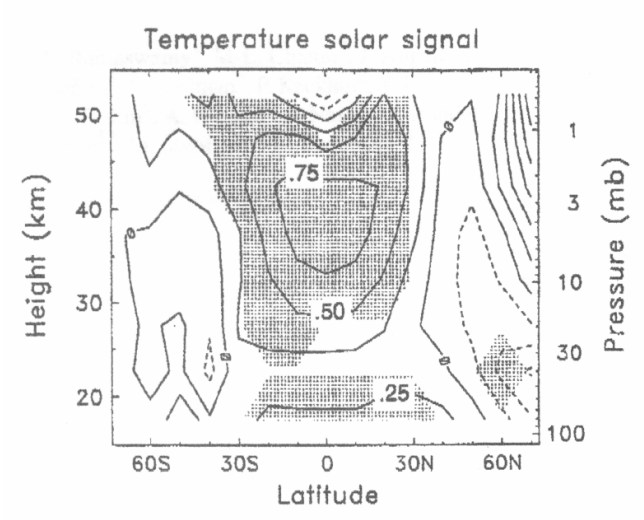

Abbildung 2.4: Jahresmittel der Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für die SSU-Daten von 1979-1997, Isolinienabstand: 0,25 K; Schattierte Gebiete geben die statistische Signifikanz an (Scaife et al., 2000b).

die SSU-Daten) bestimmt wurde (Hood, 2003). In dem neuen ECMWF Reanalyse-Datensatz (ERA-40) findet man ein zu Scaife et al. (2000b) vergleichbares Temperatursignal (L. Gray, persönliche Mitteilung, 2003).
Eine andere Abschätzung des solaren Temperatursignales mit Raketendaten (Dunkerton et al., 1998) findet ein mittleres Signal von +1.1 K über den Höhenbereich von 28 bis 58 km und einen Breitenbereich von 9°S bis 38°N, in guter Übereinstimmung mit den NCEP-CPC Daten, die eine mittlere Amplitude von +1 K liefern (Hood, 2003). Für die SSU-Daten (Scaife et al., 2000b) ergibt sich ein Wert von +0,6 K, der fast nur die Hälfte des in anderen Datensätzen gefundenen Signales darstellt. Die Unterschiede des aus Beobachtungen abgeleiteten Temperatur- und Ozonsignales machen deutlich, dass es für eine endgültige Bestimmung eines gesicherten beobachteten Sonnensignales zu früh ist. Neuere Abschätzungen des Temperatursignales mit Hilfe von Raketen-, Lidar- und SSU-Daten lassen im Jahresmittel in den Tropen ein Maximum von +2 K in 40 km Höhe, in den Subtropen ein schwach positives Signal durch die gesamte Stratosphäre und in mittleren Breiten ein durchgehend negatives Signal (-3 K zwischen 25 und 30 km) für die Stratosphäre erkennen (Keckhut et al., 2003). Während es im Sommer in mittleren Breiten ein durchgehend positives Signal gibt, ist das Signal im Winter negativ und sehr viel ausgeprägter und erreicht einen Wert von -4 K in 40 km Höhe.

Für die Mesosphäre erwartet man aufgrund der Absorption von solarer UV-Strahlung in dieser Höhe ebenfalls ein Temperatursignal. Ein positives Temperatursignal wurde bereits von von Cossart und Taubenheim (1987) anhand von Raketendaten gefunden und mit Lidar Messungen aus den mittleren Breiten bestätigt (Chanin et al., 1987; Bittner et al., 2002; Keckhut et al., 2003). Lange Zeit war man davon überzeugt, dass es genau wie in der Stratosphäre ein positives Temperatursignal aufgrund der Sonnenvariabilität geben muss (Gary Thomas, persönliche Mitteilung 2002). Jedoch findet man in den Subtropen im Jahresmittel ein negatives Temperatursignal in 75 km Höhe und ein positives Signal darunter (Keckhut et al., 2003). She et al. (2002) und She und Krueger (2003) finden über einer Lidar-Station in Fort Collins

(Colorado, USA) ebenfalls einen Hinweis darauf, dass das Temperatursignal in der Mesosphäre negativ wird. DeLand et al. (2003) finden in einem 23-jährigen SBUV-Datensatz (1978-2002) eine Antikorrelation zwischen der solaren Lyman-alpha Strahlung und der Frequenz von polaren mesosphärischen Wolken (engl. „polar mesospheric clouds (PMCs)"). Da die Bildung von PMCs sowohl von der Wasserdampfkonzentration als auch von der mesosphärischen Temperatur abhängig ist, wird eine Variabilität dieser Größen mit dem Sonnenfleckenzyklus vermutet. Allerdings findet Lübken (2000) keine 11-jährige Variation in seinen Lidar-Daten, was darauf zurückzuführen sein könnte, dass hauptsächlich Daten aus dem Sonnenfleckenminimum ausgewertet wurden. Eine direkte Korrelation zwischen der Temperatur und der solaren Aktivität, welche in der Stratosphäre in Phase verläuft und in der Mesosphäre ca. ein Jahr versetzt ist, wurde erst kürzlich in HALOE-Daten gefunden (Remsberg et al., 2002). Der Datensatz enthält allerdings nur 9,5 Jahre und nur Breiten von 40°N bis 40°S. Aufgrund der Kürze und schlechten räumlichen Abdeckung der mesosphärischen Datenbasis ist es immer noch nicht möglich, definitive Aussagen über das Vorzeichen eines mesosphärischen Sonnensignales zu treffen.

Wintersignal

Während man im Sommer das stärkste Signal in der unteren Stratosphäre in den Subtropen beobachtet, findet man im Winter, der dynamisch aktiven Saison in der Stratosphäre, eine Beeinflussung der Zirkulation durch den Sonnenfleckenzyklus auch in den hohen Breiten. Für die jeweilige Winterhemisphäre kann ein bestimmtes Muster der zonalen Wind- und Temperaturdifferenzen als Sonnensignal identifiziert werden (Abb. 2.5) (Kodera und Yamazaki, 1990; Kodera, 1995; Kodera und Kuroda, 2002). Im Frühwinter der Nordhemisphäre (November bzw. Dezember) tritt im Bereich der subtropischen Stratopause (40°N, 1 hPa/48 km) eine Westwindanomalie (+5m/s bzw. +18 m/s) auf, die durch eine hohe Standardabweichung gekennzeichnet ist, und innerhalb von drei Monaten von der oberen subtropischen Stratopause in die untere polare Stratosphäre wandert. Im Januar befindet sich eine Ostwindanomalie in der subtropischen oberen Stratosphäre, die ihrerseits wieder polwärts und abwärts wandert und sich im Februar über die gesamte Stratosphäre ausdehnt. Schwächere Winde deuten daraufhin, dass während des Sonnenfleckenmaximums im Mittel mehr Stratosphärenerwärmungen auftreten. Auf der Südhemisphäre tritt diese Wanderung der Windanomalien ebenfalls auf, ist allerdings mit einer Periode von 5 Monaten sehr viel langsamer als auf der Nordhemisphäre (Kodera und Kuroda, 2002; Kuroda und Kodera, 2002). Bei den Temperaturanomalien findet man das stärkste Temperatursignal durchgehend an der äquatorialen Stratopause, im Laufe des Winters (November bis März) ist ein zweites Temperaturmaximum in der äquatorialen unteren Stratosphäre zu erkennen.

Das reine Sonnensignal wird im nun folgenden Abschnitt um die möglichen Signale von tropischen Windschwingungen in der Stratosphäre (QBO und SAO) sowie eine mögliche gegenseitige Wechselwirkung zwischen Sonnen- und QBO/SAO-Signalen erweitert.

Der Einfluss von QBO und SAO

Ein Aufspüren des Sonnensignales in der Stratosphäre wird durch zusätzliche Faktoren, welche die natürliche Variabilität der Stratosphäre auf verschiedenen Zeitskalen beeinflussen, erschwert. Dazu gehören die SAO, eine halbjährliche, und die QBO, eine quasi-zweijährige Schwingung des tropischen Windes, sowie ENSO mit Perioden von vier bis sieben Jahren und Vulkaneruptionen, die sehr unregelmäßig in solcher Stärke auftreten, dass sie auch die Stratosphäre beeinflussen.

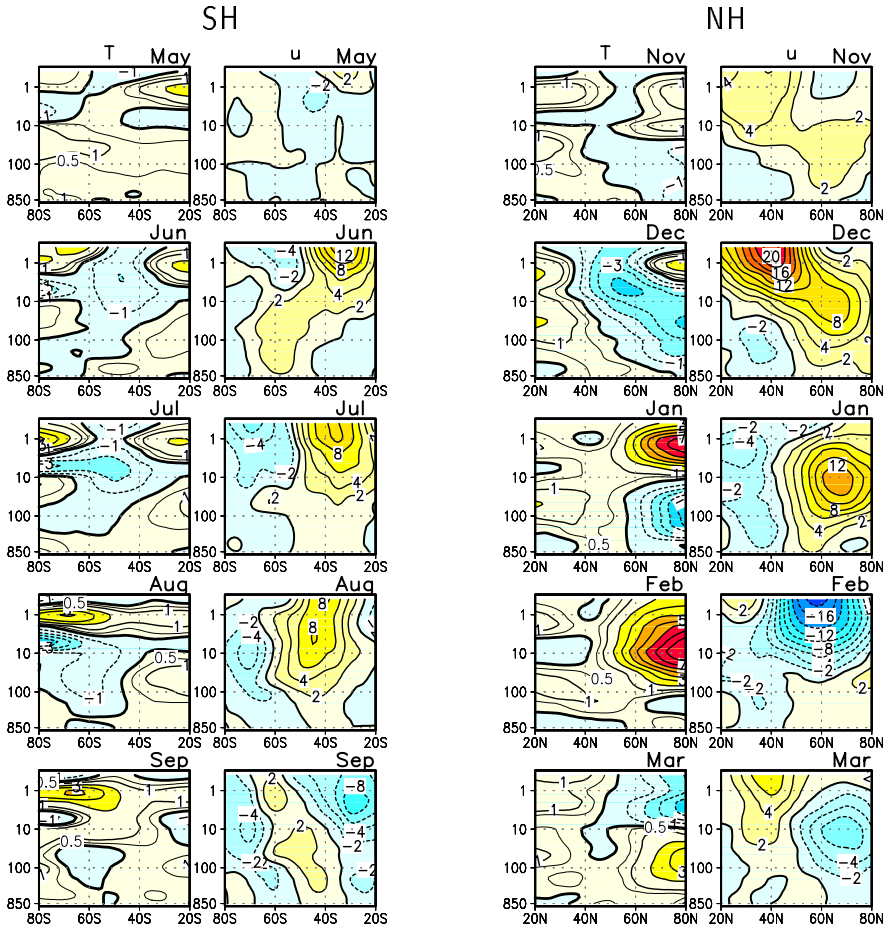

Abbildung 2.5: Differenzen der zonalen Temperatur und des zonalen Windes zwischen Jahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum von 20° bis 80° für den südhemisphärischen (links) und den nordhemisphärischen Winter (rechts), NCEP-CPC-Daten 1979 bis 1998, Sonnenfleckenmaximum-Jahre: 1979-82 (Zyklus 21) und 1988-91 (Zyklus 22), Sonnenfleckenminimum-Jahre: 1984-87 und 1994-97; es wurden gleich lange Zeitintervalle von je vier Jahren zur Erstellung der Komposits benutzt. Isolinienabstand: 1 K für die Temperatur (0,5 K Linie zusätzlich) bzw. 2 m/s für den Wind (Kodera und Kuroda, 2002).

Die QBO, welche die äquatoriale untere Stratosphäre über das Jahr dominiert, beeinflusst auch die hohen Breiten der Winterhemisphäre signifikant (ein Überblick ist gegeben in Baldwin et al., 2001). Holton und Tan (1980, 1982) zeigten, dass die polare untere und mittlere Stratosphäre im Winter kalt und ungestört für die Westphase der QBO und warm und gestört für die Ostphase der QBO ist und führten dies auf unterschiedliche Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen zurück[8)] (Tab.2.1 links). Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988) bestätigten den sogenannten „Holton und Tan Mechanismus“ im Sonnenfleckenminimum. Im Sonnenfleckenmaximum zeigten sie allerdings, dass der „Holton und Tan Effekt“

[8)] Im Sommer verhindern die vorherrschenden Ostwinde in der Stratosphäre eine vertikale Ausbreitung planetarischer Wellen aus der Troposphäre, während im Winter eine Ausbreitung in nicht zu starken Westwinden stattfindet (Charney und Drazin, 1961). In der Ostphase der QBO ist der Westwindwellenleiter für planetarische Wellen schmaler, so dass die Wellen polwärts fokussiert werden und dort zu Störungen des Polarwirbels führen. In der QBO-Westphase befindet sich die Nullwindlinie auf der Sommerhemisphäre und Wellen können sich ungestört in den Westwinden weit in Richtung Äquator ausbreiten. Der Polarwirbel ist kalt und ungestört.

	Sonnenfleckenminimum	Sonnenfleckenmaximum
QBO Ost	warmer, gestörter Polarwirbel	kalter, ungestörter Polarwirbel
QBO West	kalter, ungestörter Polarwirbel	warmer, gestörter Polarwirbel

Tabelle 2.1: Der Einfluss der QBO und des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Winterzirkulation der Stratosphäre (nach Labitzke und van Loon, 1988; Labitzke, 1999). Linke Spalte: „Holton und Tan Mechanismus" (Holton und Tan, 1980, 1982).

stark abgeschwächt ist und Stratosphärenerwärmungen stattdessen in der Westphase der QBO auftreten (Tab.2.1 rechts). Um ein Sonnensignal im Winter in der unteren und mittleren Stratosphäre zu sehen, sollten die Jahre daher getrennt für die beiden Phasen der QBO untersucht werden.

Das Wintersignal in der unteren und mittleren Stratosphäre

Abb. 2.6 zeigt noch einmal die bereits in Tab.2.1 dargestellten Zusammenhänge. Während man im Februar auf der Nordhemisphäre für Jahre mit einer QBO-Ostphase negative Korrelation (maximal -0,4) zwischen dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der 30-hPa-Fläche in polaren Breiten und einen Ring positiver Korrelationen (maximal +0,6) in niedrigen Breiten erkennt, ergibt sich das engegengesetzte Bild für Jahre mit einer QBO-Westphase, nämlich positive Korrelationen über der Polarregion (maximal 0,7) und einen Ring negativer Korrelationen in niedrigeren Breiten (maximal -0,3) (Abb. 2.6 links) (Labitzke, 2002). Die Differenzen (Abb. 2.6 rechts) zeigen, dass die Höhen der 30-hPa-Fläche in der QBO-Ostphase unter Sonnenfleckenmaximum-Bedingungen in polaren Breiten niedriger (um 400 gpm) und in niedrigeren Breiten höher sind (um 120 gpm). Das heißt, der Polarwirbel und das Alëutenhoch sind stärker ausgeprägt, was einer positiven Phase des zonalsymmetrischen nordhemisphärischen Zirkulationsmodus (engl. „Northern Annular Mode (NAM)") entspricht. Stratosphärenerwärmungen treten unter QBO-Ost-Bedingungen im Sonnenfleckenminimum auf. Für die QBO-Westphase ergibt sich wie auch schon bei den Korrelationen ein umgekehrtes Bild. Der Polarwirbel ist schwächer (um 720 gpm) genauso wie das Alëutenhoch (um 40 gpm) (negative NAM-Phase) und Stratosphärenerwärmungen treten unter QBO-West-Bedingungen im Sonnenfleckenmaximum auf. Diese gegenseitige Beeinflussung von Sonnenfleckenzyklus und QBO im nordhemisphärischen Winter wurde von mehreren Autoren bestätigt (z. B. Naito und Hirota, 1997; Ruzmaikin und Feynman, 2002; Salby und Callaghan, 2004) und deren statistische Signifikanz gezeigt (Salby und Callaghan, 2004). Mit einem neuen statistischen Verfahren, angewendet auf die NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1958-2002), konnte der signifikante Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus von 10 hPa bis zum Erdboden gezeigt sowie ein weiterer Hinweis für die Amplitudenmodulation der QBO (siehe unten) gefunden werden (Coughlin und Tung, 2003).

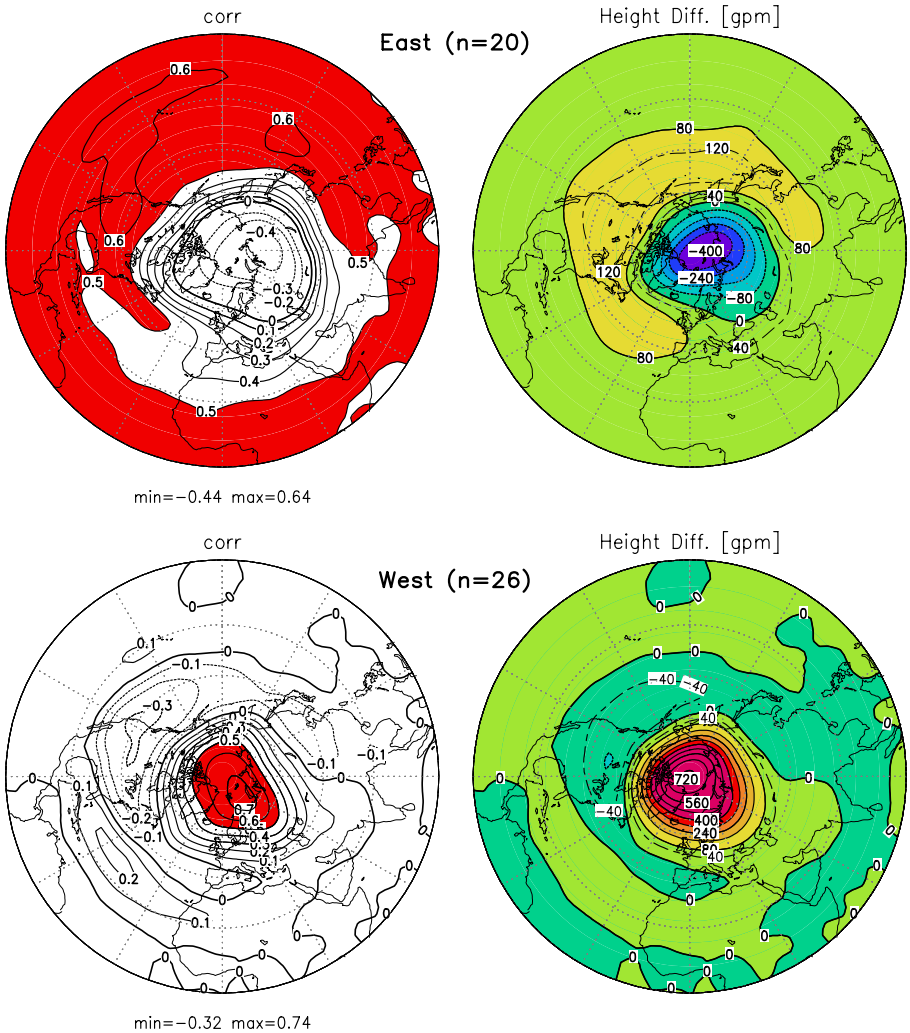

Abbildung 2.6: Links: Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der 30-hPa geopotentiellen Höhe (vor der linearen Korrelation dieser Daten mit dem Sonnenfleckenzyklus wurde ein linearer Trend berücksichtigt) für NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1958-2003) im Februar für die Nordhemisphäre von 0 bis 90°N, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt. Rechts: Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum in gpm. Oben: Jahre mit einer QBO-Ostphase in der unteren äquatorialen Stratosphäre (als Referenzhöhe wird 45 hPa/∼22 km verwendet), unten: Jahre mit einer QBO-Westphase. Erweitert nach Labitzke (2002).

Die Symmetrie des nord- und südhemisphärischen Signales

Ein zur Nordhemisphäre vergleichbares Signal findet man auch im südhemisphärischen Winter (Naito, 2002; Labitzke, 2004a,b). Im September sieht man ein deutlich entgegengesetzes Temperatursignal in 30 hPa für die QBO-Ost- und Westjahre (Abb. 2.7), welches vergleichbar mit dem nordhemisphärischen Signal in der geopotentiellen Höhe im Februar ist (Abb. 2.6) (Labitzke, 2004a,b). Im Jahresverlauf sieht man diese Symmetrie zwischen Nord- und Südhemisphäre noch besser (Abb. 2.8). Für QBO-Ostjahre (Abb. 2.8 links) ist das solare Signal auf der jeweiligen Winterhemisphäre negativ, während man von 60°N bis 50°S durch das Jahr hindurch positive Höhendifferenzen findet, welche im Nordsommer maximale Werte über dem

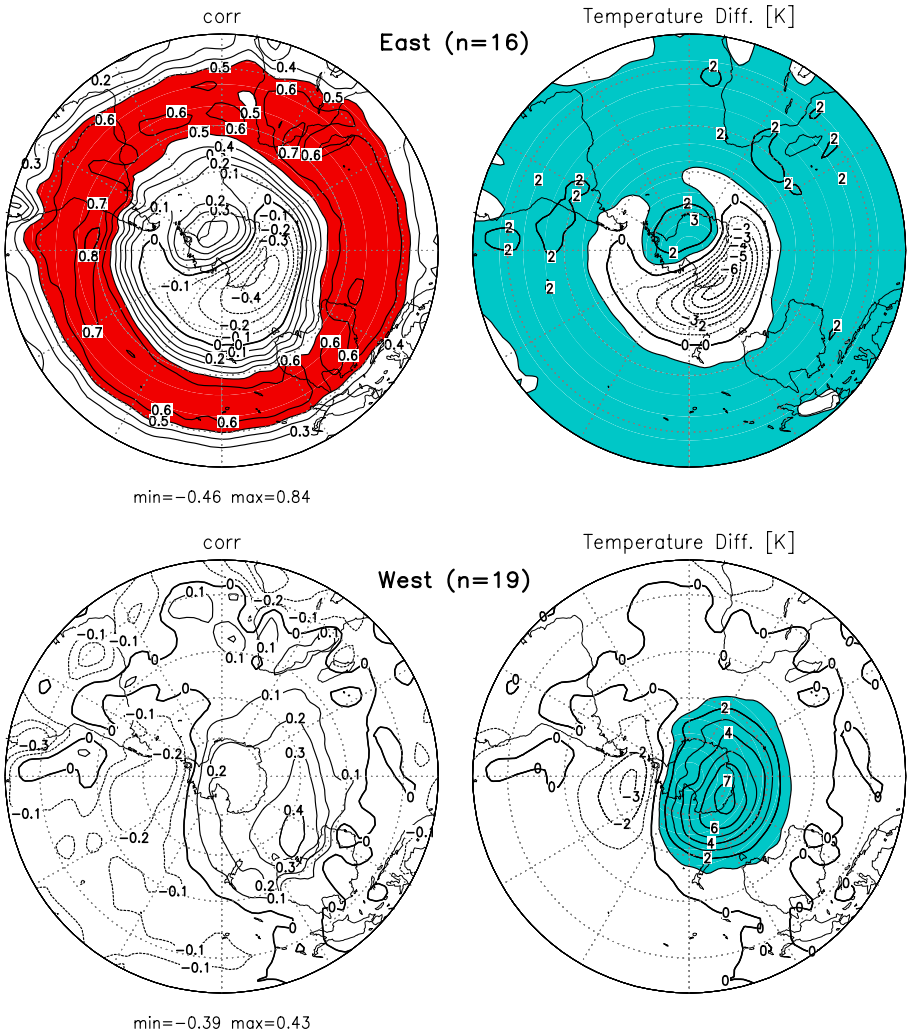

Abbildung 2.7: Links: Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der trendbereinigten 30-hPa-Temperatur für NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1958-2003) im September für die Südhemisphäre, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt. Rechts: Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum in K, Differenzen größer als 1 K sind türkis gefärbt. Oben: Jahre mit QBO-Ostphase, unten: Jahre mit QBO-Westphase (Labitzke, 2004a).

Äquator erreichen. In Jahren der QBO-Westphase (Abb. 2.8 rechts) findet man ein sehr viel schwächeres solares Signal in den Tropen und Subtropen (z. B. im September/Oktober) und ein zur QBO-Ostphase umgekehrtes Bild mit positiven Höhendifferenzen in den polaren Breiten der jeweiligen Winterhemisphäre. Auffällig ist die Asymmetrie zwischen dem Vorzeichen der Korrelationen/Höhendifferenzen in der Polarregion der Winterhemisphäre und tropischen/subtropischen Breiten, die sich bis in die jeweils andere Hemisphäre erstrecken. Über diese „Luftdruckschaukel“ sind die beiden Hemisphären miteinander verbunden, auch wenn diese gegenseitige Beeinflussung noch nicht endgültig verstanden ist (Labitzke, 2004b). Wenn man die Jahre nicht nach QBO-Ost und West aufteilt, würde man ein nur sehr schwaches Signal in der unteren und mittleren Stratosphäre bekommen, da sich die Effekte gegenseitig fast aufheben.

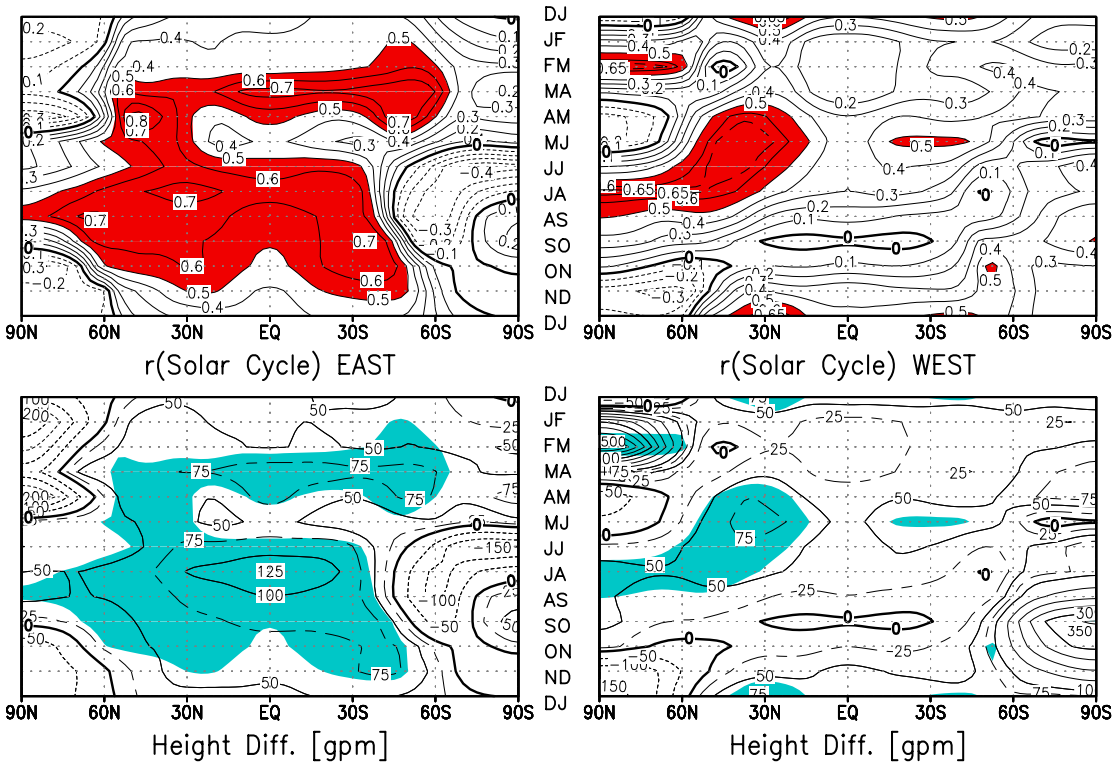

Abbildung 2.8: Mittlerer Jahresverlauf (1968-2002), zweimonatlich übergreifend gemittelt von Dezember/Januar (DJ) bis November/Dezember (ND), der Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der 30-hPa-Höhe (oben) für NCEP/NCAR-Reanalysedaten, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt, und Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum in gpm (unten) für QBO-Ost- (links) und QBO-Westjahre (rechts) (Labitzke, 2004b).

Das Sommersignal in der unteren und mittleren Stratosphäre

Bisher wurde diese Unterteilung nach QBO-Ost- und Westjahren nur für den dynamisch gestörten Winter vorgenommen, da sich im Sommer auch ohne Unterteilung ein klares Sonnensignal ergab. Eine Unterteilung in die beiden QBO-Phasen wird im Nordsommer auch dadurch erschwert, dass die QBO häufig zu dieser Zeit ihre Phase wechselt. Neueste Untersuchungen zeigen allerdings, dass die Einteilung in die QBO-Phasen auch im Nordsommer vorgenommen werden sollte, da sich ein deutlich unterschiedliches (Temperatur-) Signal (Abb. 2.9) für die QBO-Ost- und Westphase ergibt (Labitzke, 2003). Während man in der Ostphase ein relatives Temperaturmaximum über dem Äquator (+2,5 K) und weitere Maxima in den Subtropen (+1,5 bis +2 K) findet, erhält man in der Westphase ein relatives Temperaturminimum über dem Äquator (+0,5 K) und ein Temperaturmaximum in den Subtropen der Sommerhemisphäre (+0,75 K). Es stellte sich heraus, dass die Stärke der QBO ebenfalls vom Sonnenfleckenzyklus beeinflusst wird. Im Sonnenfleckenmaximum ist sowohl die Amplitude der QBO-Ost- als auch die Westphase schwächer ausgeprägt als im Sonnenfleckenminimum (Labitzke, 2003).

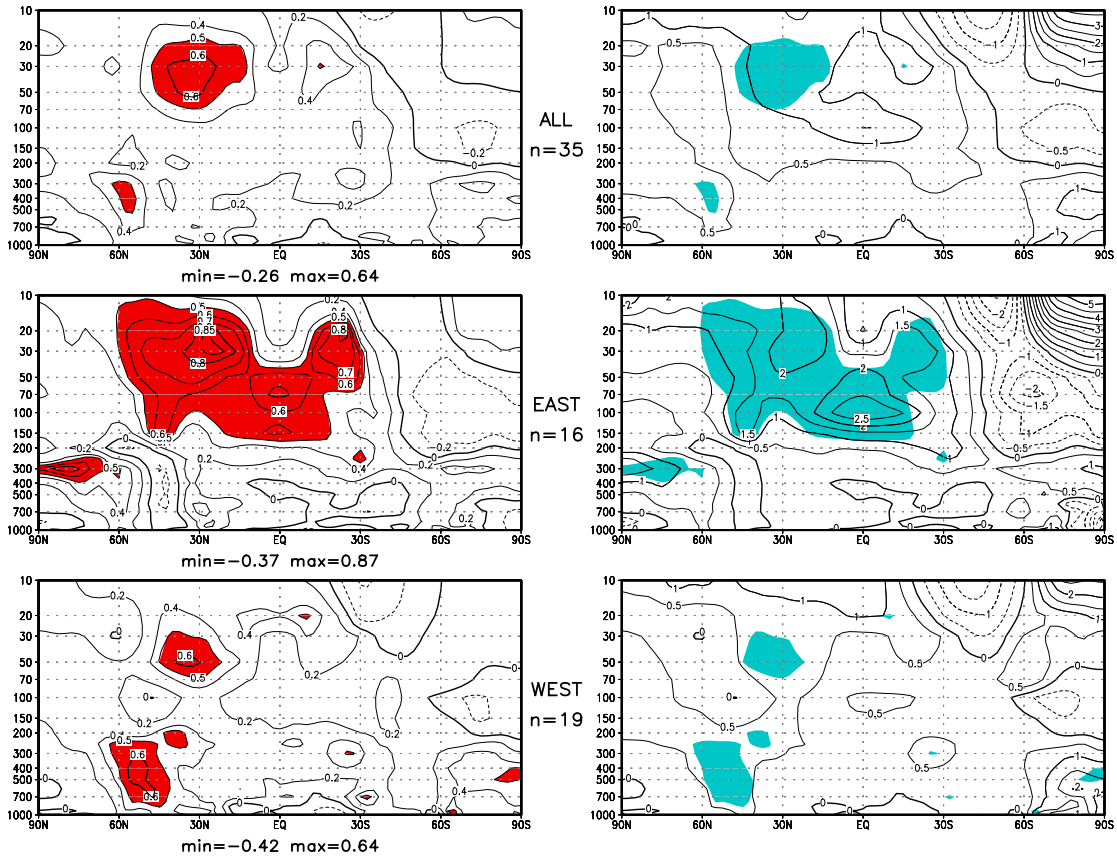

Abbildung 2.9: Links: Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der trendbereinigten Temperatur für NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1968-2002) im Juli, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt. Rechts: Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum in K, schattiert dargestellt sind Gebiete, in denen die Korrelationen größer als 0,5 sind. Oben: alle Jahre, Mitte: QBO Ost, unten: QBO West. (Labitzke, 2003)

Die Wechselwirkung zwischen QBO/SAO- und Sonnensignal

Die eben beschriebenen Beobachtungen für die untere und mittlere Stratosphäre legen eine gegenseitige Wechselwirkung oder Beeinflussung zwischen dem 11-jährigen Sonnensignal und dem QBO-Signal nahe. Mitte der 1960er Jahre, kurz nach der Entdeckung der QBO (Ebdon, 1960, 1961; Veryard und Ebdon, 1961; Reed et al., 1961), dachte man sogar, dass der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus für die Entstehung der QBO in der unteren Stratosphäre verantwortlich ist (vgl. z. B. Belmont et al., 1965; Böhme, 1965, 1969). Diese Vermutung bewahrheitete sich allerdings nicht, und Lindzen und Holton (1968) und Holton und Lindzen (1972) erklärten die quasi-zweijährige Schwingung des äquatorialen Windes mit sich vertikal ausbreitenden tropischen Wellen. Eine 11-jährige Modulation der QBO-Phasen (invers zum Sonnenfleckenzyklus) wurde wenig später von Berson und Kulkarni (1968) gefunden und von Nastrom und Belmont (1980) sowie Quiroz (1981) bestätigt. Nastrom und Belmont (1980) stellten zusätzlich einen Zusammenhang zwischen dem Sonnenfleckenzyklus und der stratosphärischen SAO fest und zeigten, dass die Amplitude der SAO im Sonnenfleckenmaximum 10 bis 50% größer als im -minimum ist. Allerdings reichte die Länge der Datensätze wieder nicht aus und es dauerte zwei Jahrzehnte bis die gegenseitige Wechselwirkung zwischen QBO und Sonne bestätigt wer-

den konnte: Salby und Callaghan (2000) und Soukharev und Hood (2001) zeigten, dass es einen 11-jährigen Zyklus in der tropischen QBO selber gibt und die QBO-Westphase im Sonnenfleckenmaximum folglich kürzer und im -minimum länger ist. Neue Untersuchungen von Hamilton (2002) bestätigen diese quasi-dekadische Variation der QBO-Westphase mit einem längeren Datensatz von 50 Jahren, allerdings scheint die Relation zum Sonnenfleckenzyklus nur für Teile des Datensatzes zu existieren. Dies zeigt sich auch für die letzten Jahre: seit Mitte der 1990er Jahre scheint die von Salby und Callaghan (2000) gefundene Modulation der QBO-Phasen fast umgekehrt zu sein (nicht gezeigt). Außerdem scheint sich das Verhalten der QBO insgesamt geändert zu haben, es existiert in den letzten Jahren eine Tendenz der QBO-Westphasen im Mittel in der unteren Stratosphäre länger erhalten zu bleiben. Dies zeigt, dass die Modulation zwischen QBO und Sonne sehr kompliziert ist und es längerer Datensätze bedarf, um gesicherte Aussagen zu treffen.

Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die stratosphärische SAO wurde nicht explizit weiter untersucht, obwohl man wusste, dass es einen starken Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die äquatoriale obere Stratosphäre gibt. Gray et al. (2001a,b) zeigten, dass die Winde in der oberen Stratosphäre, die Region, welche von der stratosphärischen SAO dominiert wird, ein wichtiger Faktor für die zwischenjährliche Variabilität des Polarnachtstrahlstromes darstellen und erweiterten den „Holton und Tan Mechanismus“ auch auf die obere Stratosphäre. Mit einem 2-D Modell der mittleren Atmosphäre konnte die in Beobachtungen gefundene Beeinflussung der Länge der QBO-Phasen durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus erstmals bestätigt werden, und zwar ist die West- (Ost-) Phase der QBO im Sonnenfleckenmaximum einen Monat kürzer (länger) als im Sonnenfleckenminimum (McCormack, 2003). Dieser Einfluss des Sonnenfleckenzyklus auf die Ausbildung der QBO-Phasen konnte nur unter Einbeziehung einer realistischen SAO-Simulation erreicht werden und bestätigt damit die Untersuchungen von Gray et al. (2001a,b).

Das Wintersignal auf der Nordhemisphäre

Das Wandern der Winddifferenzen von der oberen subtropischen Stratosphäre in die polare untere Stratosphäre findet für die beiden QBO-Phasen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit statt (Abb. 2.10). Während sich die Westwindanomalie in der QBO-Ostphase (links) im Dezember noch sehr viel mehr in subtropischen und mittleren Breiten befindet und erst im Januar die polaren Breiten erreicht, erstreckt sie sich für die QBO-Westphase (rechts) im Dezember bereits in polare Breiten. Im Februar erkennt man anhand der Temperaturdifferenzen den von Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988) gefundenen Zusammenhang: im Sonnenfleckenmaximum befindet sich in der QBO-Ostphase eine negative Differenz in der unteren polaren Stratosphäre, d.h. es ist kalt und ungestört, wohingegen man positive Differenzen, d.h. Stratosphärenerwärmungen, für diesen Bereich in der QBO-Westphase findet. In den niedrigeren Breiten findet man ein zu den hohen Breiten entgegengesetztes Temperatursignal. Im Vergleich zum mittleren Sonnensignal (Abb. 2.5) sieht es so aus, als ob die QBO nur das zeitliche Auftreten der Stratosphärenerwärmungen moduliert. Völlig offen ist jedoch zur Zeit noch, wie eine gegenseitige Modulation zwischen Sonnen- und QBO-Signal funktionieren könnte. Auf der einen Seite findet man in der tropischen Stratosphäre ein 11-jähriges Signal in der QBO (Salby und Callaghan, 2000), auf der anderen Seite findet man in der polaren Winterstratosphäre signifikante Zirkulationsunterschiede zwischen QBO-Ost- und Westphase in Abhängigkeit vom Sonnenfleckenzyklus sowie unterschiedliche tropische und subtropische

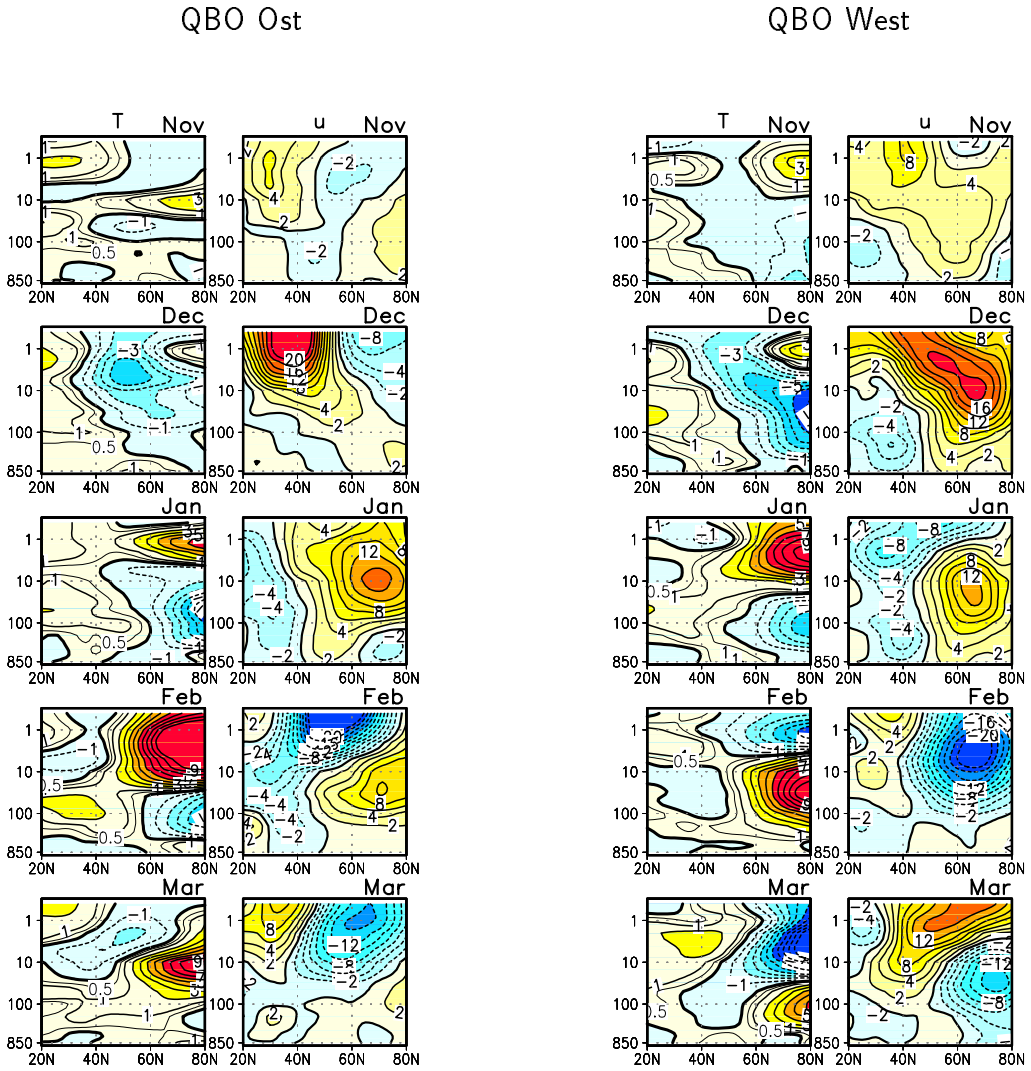

Abbildung 2.10: Wie Abb. 2.5 für die Nordhemisphäre nur getrennt für QBO-Ost (links) und QBO-West-Jahre (rechts) (Kodera, persönliche Mitteilung, 2003).

Temperatursignale im Sommer. Das Problem, dass man bei einer Unterteilung nicht nur in Sonnenfleckenmaximum und -minimum sondern auch in QBO-Ost und West Jahre bekommt, ist die zusätzliche Reduktion des ohnehin schon kurzen Datensatzes, womit auch die statistische Signifikanz der Ergebnisse abnimmt.

Alle diese Beobachtungsstudien zeigen einen Einfluss der Sonne und der QBO/SAO auf die Atmosphäre, sind aber aufgrund von räumlichen und zeitlichen Limitierungen nicht in der Lage, einen physikalischen Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre aufzudecken. Mit Hilfe von systematischen 2- und 3-D Modellstudien versuchte man diese Lücke zu schließen.

2.4.2 Modellstudien

Die aus Beobachtungen gewonnenen Hinweise für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Stratosphäre versuchte man zuerst mit 2-D Chemie-Transport-Modellen nachzuvollziehen (z. B. Garcia et al., 1984; Brasseur, 1993; Huang und Brasseur, 1993; Haigh, 1994; Fleming et al., 1995). Es konnte gezeigt werden, dass die chemische, thermische und dynamische Struktur der Atmosphäre beeinflusst wird. Während des Sonnenfleckenmaximums führt eine erhöhte Solarstrahlung im UV-Bereich sowohl zu einer erhöhten Erwärmung der Mittleren Atmosphäre (mit einem Maximum an der Stratopause) als auch zu einer erhöhten Ozonproduktion, die ihrerseits wieder die Erwärmungsrate beeinflusst (vgl. auch Abschnitt 3.2.1). Die UV-Strahlungsänderungen mit dem Sonnenfleckenzyklus waren zu diesem Zeitpunkt allerdings mit großen Unsicherheiten behaftet (Abschnitt 1.5.2) und 3-D Modelle, die die Zirkulation der Atmosphäre realistischer beschreiben als 2-D Modelle, noch in der Entwicklungsphase. Eine Hinzunahme der Mittleren Atmosphäre in globalen 3-D Modellen erfolgte erst Ende der 1980er Jahre (Langematz und Pawson, 1992). Bevor man genauere Daten der spektralen Strahlungsänderungen und Modelle der Mittleren Atmosphäre hatte, wurden 3-D Simulationen zum Einfluss der Sonne auf das Klima unter vereinfachten Annahmen durchgeführt. Entweder wurde nur die Solarkonstante geändert (z. B. Wetherald und Manabe, 1975) oder eine sehr große Änderung der UV-Strahlung vorgegeben (z. B. Balachandran und Rind, 1995; Rind und Balachandran, 1995; Balachandran et al., 1999; Kodera et al., 1991) und der Effekt auf das Ozon gar nicht berücksichtigt. Die genannten Modellstudien waren trotz vereinfachter Annahmen in der Lage, einige der beobachteten Sonnensignale wiederzugeben (siehe unten).

Erst Haigh (1994) wies darauf hin, dass es nicht ausreicht nur die Solarkonstante zu ändern. Für eine realistischere Simulation des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in GCMs sollten sowohl die spektralen Einstrahlungsänderungen im UV-Bereich als auch die Ozonänderungen berücksichtigt werden. Erste Simulationen mit realistischen Strahlungs- und Ozonänderungen in einem GCM, welches seinen oberen Rand in 10 hPa (32 km) hatte und damit die Mittlere Atmosphäre nicht komplett beinhaltete, zeigten signifikante Änderungen in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre (Haigh, 1996). Neuere Modellstudien benutzen realistische Änderungen der spektralen Solarstrahlung von Lean et al. (1997) und die mit einem 2-D Modell berechneten Ozonänderungen (Haigh, 1999a,b; Larkin et al., 2000; Shindell et al., 1999, 2001b; Matthes et al., 2003; Rind et al., 2002a). Bevor der bisher verstandene Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus aufgezeigt wird, wird ein Überblick über die bisher simulierten Sonnensignale im Vergleich zu Beobachtungen gegeben.

Ozon

Um die Ozonänderungen aufgrund der Strahlungsänderungen mit dem Sonnenfleckenzyklus in einem GCM zu berücksichtigen, welches noch kein Ozon interaktiv berechnen kann, werden im allgemeinen die prozentualen Ozonänderungen unter Vorgabe von spektralen Sonneneinstrahlungsänderungen im Sonnenfleckenmaximum und -minimum nach Lean et al. (1997) offline mit einem 2-D Strahlungs-Chemie-Transport-Modell berechnet und die verwendete Ozonklimatologie des jeweiligen GCMs angepasst. Beispielhaft sind in Abb. 2.11 die sich ergebenden prozentualen Ozonänderungen nach Haigh (1994) dargestellt, die im Rahmen eines internationalen GCM-Vergleichs (GRIPS: GCM-Reality Intercomparison Project for SPARC) verschiedenen Modellierungsgruppen zur Verfügung gestellt wurden (vgl. auch Kapitel 4). Auch die im Rahmen dieser Arbeit vorgestellten Modellexperimente verwendeten die Ozonänderungsdaten

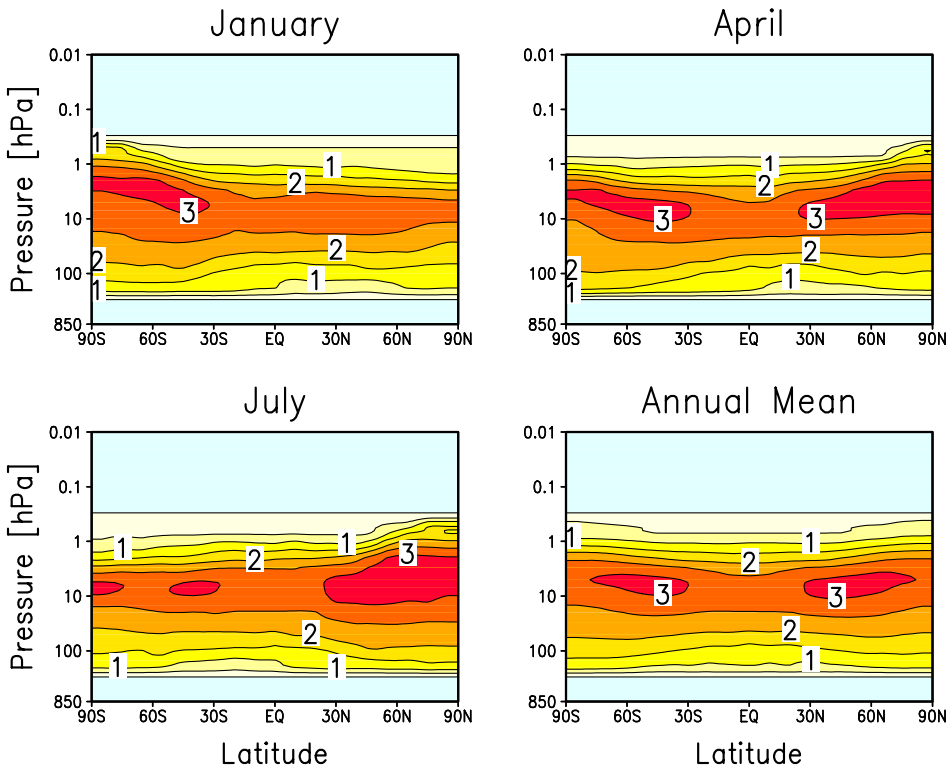

Abbildung 2.11: Prozentuale Ozondifferenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für Januar, Juli, April und das Jahresmittel, Isolinienabstand: 0,5%, (Daten von Haigh, 1994). (Fig. 8 aus Labitzke und Matthes, 2003)

von Haigh (1994) (Abschnitt 3.3). Im Jahresmittel gibt es bis zu 3% mehr Ozon im Sonnenfleckenmaximum zwischen 10 und 5 hPa (32-37 km) in den Subtropen beider Hemisphären. Die stärksten Ozonänderungen wandern mit der Sonne von einer Sommerhemisphäre zur anderen. In den Übergangsjahreszeiten findet man ein Maximum der Ozonänderung auf der bisherigen Sommerhemisphäre und ein kleineres auf der neuen Sommerhemisphäre. Beim Vergleich dieser Ozonverteilung mit der aus Beobachtungen abgeleiteten (vgl. Abschnitt 2.4.1) fällt auf, dass sowohl die Amplitude der Änderungen unterschätzt wird als auch Unterschiede in den Mustern auftreten. Während in Abb. 2.11 im Jahresmittel zwei Maxima mit 3% mehr Ozon im Sonnenfleckenmaximum auftreten, findet man in Beobachtungen (Abb. 2.3) maximale Werte von bis zu 4,5% in 1 hPa (48 km). Das beobachtete negative Ozonsignal in der mittleren Stratosphäre wird nicht simuliert.

Auch andere 2-D Modelle weisen wie Haigh (1994) eine andere Höhenabhängigkeit des solaren Ozonsignales im Vergleich zu Beobachtungen auf (Abb. 2.12). Das größte Ozonsignal wird in der mittleren Stratosphäre (10-5 hPa/32-37 km) simuliert (im Gegensatz zum beobachteten 3-1 hPa/40-48 km) und nimmt in der oberen und unteren Stratosphäre ab (Brasseur, 1993; Huang und Brasseur, 1993; Fleming et al., 1995; Haigh, 1994; Shindell et al., 1999). Auch zwischen den simulierten Ozonänderungsfeldern gibt es einige Unterschiede. Beispielsweise zeigt das von Shindell et al. (1999) bestimmte Ozonänderungsfeld im Jahresmittel nur ein Maximum in der äquatorialen Stratosphäre, welches mit einem Wert von 2,5% etwas geringer ausfällt und etwas höher liegt (5-3 hPa/37-40 km) als das von Haigh (1994) (Abb. 2.11).

Die Unterschätzung des Ozonsignales mit 2-D Modellen könnte auf eine fehlende dynamische

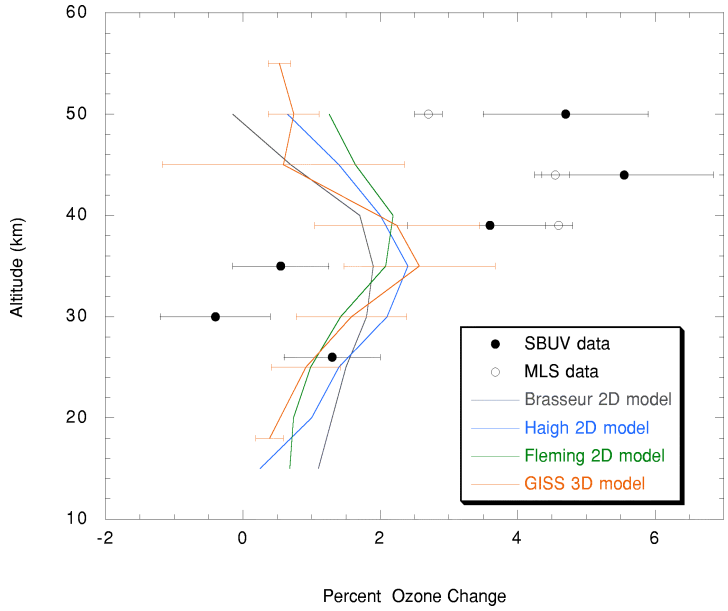

Abbildung 2.12: Prozentuale Ozonänderung zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum in den Tropen aus Beobachtungen und 2-D bzw. 3-D Modellsimulationen (Hood, 2003).

Rückkopplung zurückzuführen sein (obwohl in einigen Modellen der Effekt von Schwere- und planetarischen Wellen parametrisiert ist), oder auf die Tatsache, dass Ozon nicht voll interaktiv berechnet wird. Es könnte aber auch an einer Überschätzung des Ozonsignales aus Beobachtungen oder einem unvollständigen Verständnis der Ozonchemie liegen. Ein Beispiel hierfür ist die nicht berücksichtigte dekadische Variabilität von Methan, Wasserdampf und stratosphärischem NO_y[9] in der mittleren und oberen Stratosphäre (Callis et al., 2000).
Die Abhängigkeit der Modellergebnisse von der Vorgabe unterschiedlicher Ozonänderungsfelder wurde im Rahmen eines internationalen GCM-Vergleiches (GRIPS) getestet (Matthes et al., 2003) (vgl. auch Kapitel 4). Es stellte sich heraus, dass die Ergebnisse der Simulation in einem GCM unter anderem stark von dem vorgegebenen Ozonänderungsfeld abhängen (siehe z. B. Abb. 2.13). Auch weitere Sensitivitätsstudien mit unserem eigenen GCM bestätigten das unterschiedliche Verhalten des GCMs bei Vorgabe der Ozonänderungsfelder von Haigh (1994) oder Shindell et al. (1999) (vgl. Abschnitt 5.2.1).
Bisherige gekoppelte Klima-Chemiemodelle, die die Ozonänderungen aufgrund von vorgegebenen Strahlungsänderungen interaktiv berechnen, sind noch nicht in der Lage eine bessere Ozonverteilung zu simulieren (z. B. Labitzke et al., 2002). Allerdings zeigen Resultate von unserer eigenen neuen Modellversion mit gekoppelter Chemie erstmals eine qualitative Übereinstimmung der berechneten Ozonänderung zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum

[9] Während des Sonnenfleckenminimums ist der NO_y-Fluss von der Mesosphäre durch verstärkten Beschuss mit energetischen Elektronen erhöht und das dadurch vermehrt gebildete NO_2 wird in die Stratosphäre transportiert, wo es zu einem zusätzlichen Ozonabbau führt. Wenn dieser Effekt nicht berücksichtigt wird, kann es zu einer Unterschätzung der Amplituden des Ozonsignales kommen (Callis et al., 2000). Die Effizienz dieses NO_y-Transportes von der polaren oberen Atmosphäre in die mittleren Breiten der Stratosphäre ist allerdings noch umstritten, da andere Modelle keinen starken Einfluss von dieser Quelle zeigen (z. B. Jackman et al., 1995; Siskind et al., 1997).

im Vergleich mit der von Hood (2003) aus Beobachtungen bestimmten. Die Größenordnung der Änderungen wird aber deutlich überschätzt. Die qualitative Übereinstimmung liegt vermutlich an der Berücksichtigung der NO_y-Variation mit dem 11-Jahreszyklus, die allerdings aufgrund von fehlenden genaueren Beobachtungsdaten übertrieben vorgegeben wurde (Langematz et al., 2003b). Neuere Studien mit einem 2-D Modell (Lee und Smith, 2003) weisen daraufhin, dass man für ein Ozonsonnensignal, welches vergleichbar mit Beobachtungen ist, nicht nur die solaren UV-Variationen, sondern auch den Effekt der QBO und den von Vulkaneruptionen berücksichtigen muss.
Es sind also sowohl längere Datenreihen und verbesserte statistische Modelle zur Bestimmung des solaren Ozonsignales aus Beobachtungen als auch verbesserte 2- und 3-D Modelle gefragt, um gesicherte Aussagen über das Ozonsonnensignal treffen zu können.

Temperatur

Bisherige GCM-Experimente, die realistische Strahlungs- und Ozonänderungen entweder nach Haigh (1994) (Abb. 2.13 rechts) oder nach Shindell et al. (1999) (Abb. 2.13 links) berücksichtigen, zeigen im Jahresmittel das größte Temperatursignal zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum von +0,75 bis +1,2 K im Bereich der tropischen und subtropischen Stratopause (z. B. Matthes et al., 2003) in guter Übereinstimmung mit Abschätzungen aus Beobachtungen (siehe Abschnitt 2.4.1). Positive Temperaturdifferenzen findet man bis in die mittleren Breiten der Stratosphäre und bis in die Troposphäre hinein. Mit einem 2-D Modell der Mittleren Atmosphäre berechnete Brasseur (1993) ein Temperatursignal von +1,4 K in einer Höhe von 1 hPa (48 km), welches nach oben und unten abnimmt, aber positiv bleibt und damit ebenfalls zu den in Abb. 2.13 gezeigten Ergebnissen der GCMs passt. Die meridionale Temperaturstruktur ist allerdings von Modell zu Modell sehr verschieden (vgl. auch Kapitel 4). Bisher zeigen alle Modelle ein einheitlich positives Temperatursignal in der Stratosphäre und keines der Modelle ist in der Lage, die von Hood (2003) bestimmte negative Temperaturdifferenz in der mittleren Stratosphäre (Abb. 2.3) zu simulieren[10]. Das zweite Maximum der Temperaturdifferenz, welches sowohl in SSU- (Scaife et al., 2000b) als auch in NCEP-Daten (Hood, 2003; Labitzke, 2001) in der unteren Stratosphäre auftritt, wird ebenfalls von keinem der Modelle wiedergegeben.

Wind

Im Nordwinter sind die beobachteten Zirkulationsänderungen in der Stratosphäre, wie z. B. die polwärtige Abwärtsbewegung der Winddifferenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum (vgl. Abschnitt 2.4.1), noch nicht zufriedenstellend simuliert worden (z. B. Abb. 2.14, siehe auch Kapitel 4). Das GISS-Modell ist das einzige, welches ansatzweise eine polwärtige Abwärtsbewegung der Westwindanomalien von November bis Februar zeigt. Kein GCM ist bisher in der Lage, das beobachtete Signal auf der Südhemisphäre zu reproduzieren (Matthes et al., 2003; Kodera et al., 2003). Eine ausführlichere Darstellung der Ergebnisse des GRIPS-Vergleiches erfolgt in Kapitel 4.

[10] Eine Ausnahme stellt die Simulation unseres eigenen GCMs mit interaktiver Chemie dar, allerdings sind die Vorgaben idealisiert und somit kann nicht endgültig über die Aussagekraft dieses negativen Temperatursignales geurteilt werden (Langematz et al., 2003b).

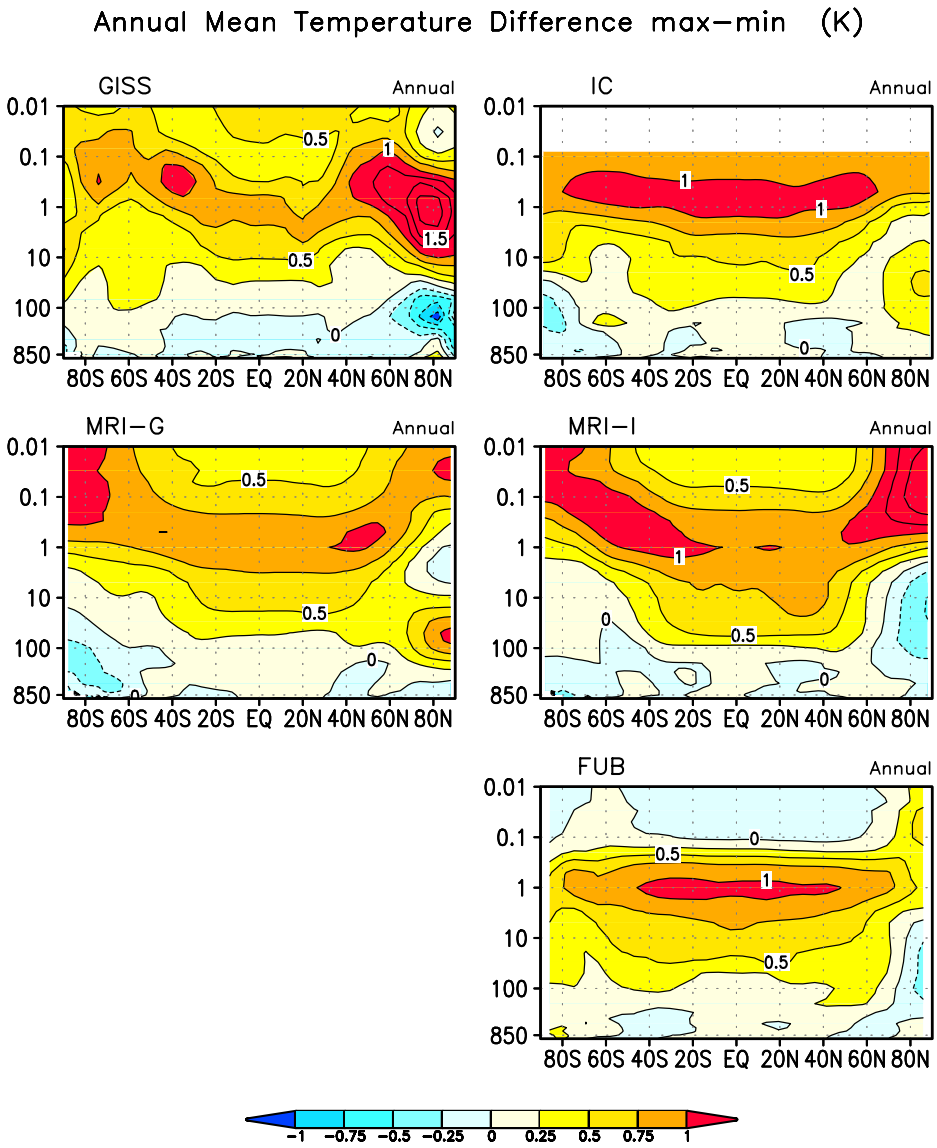

Abbildung 2.13: Jahresmittel der Temperaturdifferenzen zwischen je 20 Modelljahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum, Isolinienabstand: 0,25 K für verschiedene GCMs (Goddard Institute for Space Sciences (GISS), New York, USA; Meteorological Research Institute (MRI), Tsukuba, Japan; Freie Universität Berlin (FUB), Imperial College for Science, Technology and Medicine (IC), London, UK). Linke Spalte: Modelle, welche das Ozonänderungsfeld von Shindell et al. (1999) benutzten, rechte Spalte: Modelle, welche das Ozon von Haigh (1994) benutzten (Fig. 4 aus Matthes et al., 2003).

GCMs, welche mit einem Chemiemodul gekoppelt sind und daher Änderungen in der Ozonkonzentration aufgrund geänderter UV-Strahlung während des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus interaktiv berechnen können (Rozanov et al., 2002; Tourpali et al., 2003; Schlesinger und Andronova, 2003), zeigen bis auf die Ergebnisse unseres eigenen Modells (Langematz et al., 2003b) keine Verbesserung der Simulationsergebnisse mit einfachen GCMs, bei denen eine Ozonklimatologie explizit vorgeschrieben wird.

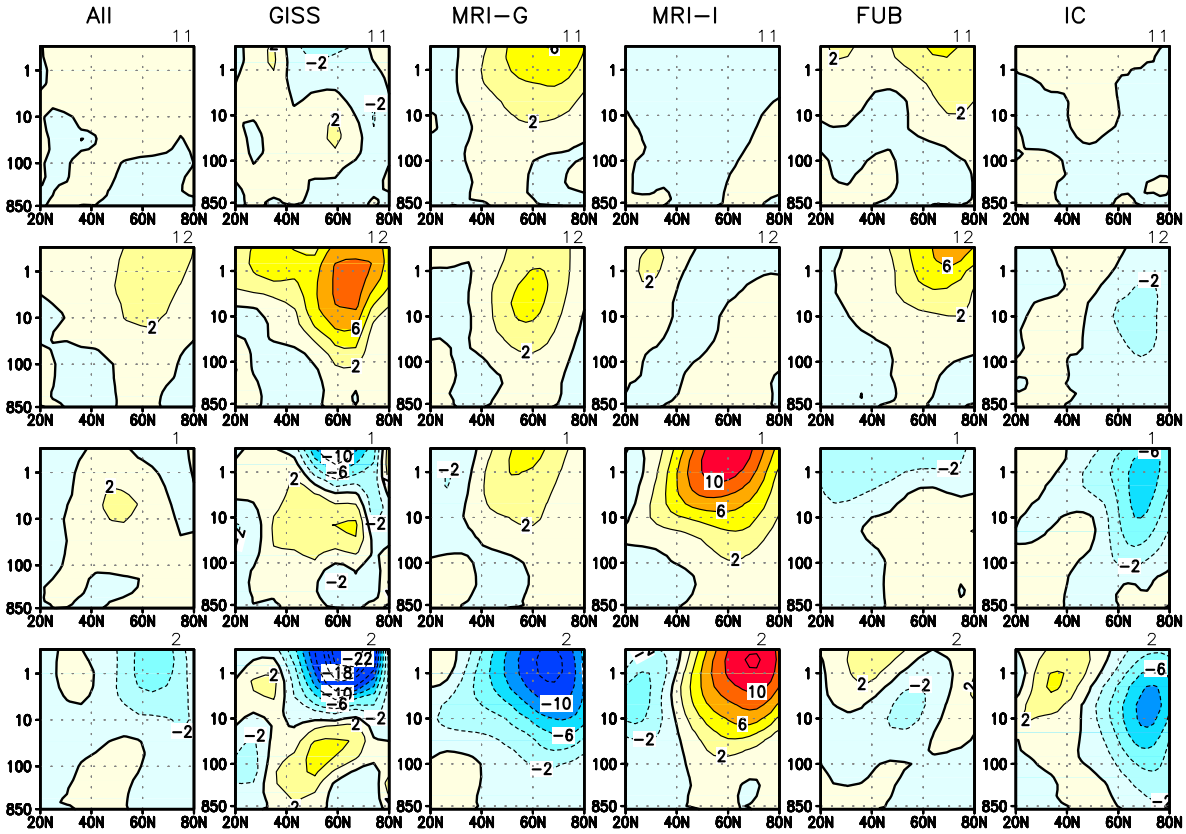

Abbildung 2.14: Differenzen des mittleren zonalen Windes zwischen dem 20-Jahresmittel der Simulationen des Sonnenfleckenmaximums und -minimums für den nordhemisphärischen Winter (20-80°N, November (11) bis Februar (2)), Isolinienabstand: 2 m/s. Von links nach rechts: mittleres Modellsignal („All“) sowie die einzelnen Modellexperimente: GISS, MRI-G, MRI-IC, FUB, IC (durch Ensemble ergänzte Fig. 5 aus Matthes et al., 2003).

Signale in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre

Haigh (1996, 1999a,b) und Larkin et al. (2000) zeigten mit dem Unified Modell und dem UGAMP Modell, dass es zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum signifikante Änderungen in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre gibt. Im Maximum treten im Sommer stärkere stratosphärische Ostwinde auf, die sich bis in die obere Troposphäre durchsetzten und zu einer polwärtigen Verlagerung von troposphärischen Zirkulationsmustern führen, z. B. dem troposphärischen Westwindstrahlstrom, dem absteigenden Ast der Hadley Zirkulation und der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete in mittleren Breiten. Auch Balachandran und Rind (1995); Rind und Balachandran (1995); Balachandran et al. (1999), Shindell et al. (1999, 2001b) und Rind et al. (2002a) zeigen mit dem GISS Modell signifikante Änderungen der Zirkulation in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre, die sie als indirekte chemisch-dynamische Folge der direkten Strahlungseinflüsse in der oberen Stratospäre erklären, worauf im Folgenden noch näher eingegangen wird.

Wechselwirkung mit QBO und SAO

Da die meisten GCMs nicht in der Lage sind, eine modellinterne QBO zu generieren (Pawson, 1992; Pawson et al., 2000) (vgl. auch Abschnitt 3.3.3), wurde die beobachtete Wechselwirkung zwischen Sonne und QBO (Abschnitt 2.4.1) in einigen wenigen GCMs unter Vorgabe einer künstlichen QBO untersucht.
Mit dem GISS Modell wurden solche Simulationen mit einer künstlichen QBO-Ost- bzw. Westphase in der unteren tropischen Stratosphäre durchgeführt, allerdings unter Vorgabe von unrealistisch großen UV-Strahlungsänderungen und ohne das Ozon zu ändern (Balachandran und Rind, 1995; Rind und Balachandran, 1995; Balachandran et al., 1999). Aufgrund der unrealistisch großen Änderung der UV-Strahlung (10%, 20% bzw. 50% unterhalb von 300 nm) ergeben sich stärkere Amplituden der Zirkulationsänderungen im Vergleich zu Simulationen mit realistischeren UV-Strahlungsvorgaben (Shindell et al., 1999, 2001b; Rind et al., 2002a). Die früheren Modellsimulationen bestätigen die Untersuchungen von Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988) im nordhemisphärischen Winter zum Teil (Stratosphärenerwärmungen treten in der QBO-Westphase nicht im Sonnenfleckenmaximum auf), während der Sommer nicht gut wiedergegeben wird. Inwieweit diese Ergebnisse zuverlässig sind, lässt sich nicht mehr feststellen, da diese auf einem anderen Computer letztes Jahr nicht mehr reproduziert werden konnten (D. Rind, persönliche Mitteilung, 2002). Ebenfalls mit Hilfe unrealistisch großer Änderungen der solaren UV-Strahlung (es wurden fünf unterschiedliche solare Erwärmungsraten von 70, 80, 90, 100 und 110% verwendet) und der Vorgabe einer künstlichen QBO-Ost- und einer Westphase in der unteren Stratosphäre finden Kodera et al. (1990) und Kodera et al. (1991) eine Bestätigung der in Beobachtungen gefundenen Beziehung zwischen Sonnenfleckenzyklus und QBO in der nordhemisphärischen Winterstratosphäre. Mit einem linearen Matsuno-Modell und unter Berücksichtigung der von Kodera (1991) gefundenen zonalen Windanomalien findet Braesicke (1994) ebenfalls eine Bestätigung der Ergebnisse von Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988).
Bisher gibt es noch keine GCM-Simulation, die unter realistischen Vorgaben von Strahlungs- und Ozonänderungen, den Einfluss von Sonne und QBO nachzuvollziehen versucht hat. Genau solche Simulationen wurden im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt und werden in den folgenden Kapiteln ausführlich dargestellt.
Neuere Studien mit einem mechanistischen Modell (Gray et al., 2001a) beschäftigten sich mit dem „Holton und Tan Mechanismus“, der einen Zusammenhang zwischen den Winden in der tropischen unteren Stratosphäre (45 hPa/22 km) und der Winterzirkulation am Pol herstellt. Eine Anpassung der äquatorialen Winde alleine in der unteren Stratosphäre (16-32 km, 50-10 hPa) reichte nicht aus, um den „Holton und Tan Mechanismus“ zu reproduzieren. Dies konnte nur durch eine zusätzliche Berücksichtigung der äquatorialen Winde in der oberen Stratosphäre (bis 40 km bzw. 58 km, dem oberen Limit von Raketendaten) erreicht werden. Die Wichtigkeit der Winde in der oberen Stratosphäre für die stratosphärische Winterzirkulation der Nordhemisphäre konnte erstmals sowohl in Beobachtungen (Gray et al., 2001b) als auch in mechanistischen Modellstudien (Gray et al., 2001a, 2003; Gray, 2003) gezeigt werden und legt eine gegenseitige Wechselwirkung der QBO mit dem Sonnenfleckenzyklus und der stratosphärischen SAO nahe, auf die im nächsten Abschnitt noch einmal ausführlich eingegangen wird. Gray et al. (2001b) zeigten beispielsweise, dass die größte Korrelation zwischen der Nordpoltemperatur im Januar und Februar und dem äquatorialen Wind in der oberen Stratosphäre zu der Zeit auftritt, in der die SAO-Westphase beginnt (September/Oktober). Diese Untersuchungen stellen eine wichtige Erweiterung des bisherigen QBO-polare Breiten Mecha-

nismus dar, sind allerdings noch längst nicht bei allen Wissenschaftlern anerkannt. Im Rahmen dieser Arbeit konnten die von Gray et al. (2001b,a) in einem mechanistischen Modell gezeigten Erkenntnisse erstmalig mit einem GCM bestätigt und eine Untersuchung des Einflusses von Sonne, QBO und SAO erstmals in einem GCM unter realistischen Annahmen von Strahlungs- und Ozonänderungen durchgeführt werden.

2.5 Mechanismen für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus

In diesem Abschnitt wird versucht, die beschriebenen Sonnensignale aus Beobachtungen (Abschnitt 2.4.1) und Modellen (Abschnitt 2.4.2) zu erklären und miteinander in Verbindung zu bringen, um dann den Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, wie er bisher verstanden ist, darzustellen und die Fragestellungen für diese Arbeit zu entwickeln.
Mögliche Mechanismen für den Zusammenhang zwischen Sonne und Klima beinhalten Variationen 1. in der totalen solaren Einstrahlung (Solarkonstanten) (Abschnitt 1.5.2), 2. in der spektralen UV-Strahlung (Abschnitt 1.5.2) und 3. im Sonnenwind und dem energetischen Teilchenfluss (Abschnitt 1.2.2). Die Variationen der Solarkonstanten über einen Sonnenfleckenzyklus sind sehr gering ($\sim$0.1%) im Vergleich zu den Schwankungen im UV-Bereich (8% um 200 nm; vgl. Abschnitt 1.5.2), der sowohl für die Ozonproduktion als auch die Erwärmung der Mittleren Atmosphäre wichtig ist. Schwankungen der Solarkonstanten sind daher zu gering, um den beobachteten Zusammenhang zwischen Sonne und Klima alleine zu erklären.
Die Korrelation zwischen kosmischer Strahlung und Wolken (Svensmark und Friis-Christensen, 1997) wird seit einigen Jahren sehr heftig und kritisch diskutiert. Die kosmische Strahlung ist mit dem Sonnenfleckenzyklus antikorreliert, d.h. sie ist maximal (minimal) im Sonnenfleckenminimum (-maximum). Die Teilchen der kosmischen Strahlung haben vermutlich einen Einfluss auf die Bildung von Wolkenkondensationskernen und damit auf die Wolkenbildung, welche wiederum das Klima am Erdboden durch eine geänderte Strahlungsbilanz beeinflussen könnte. Aus neuen Messstudien weiß man, dass es positive Ionen in der oberen Troposphäre gibt, die als Kondensationskerne dienen können (Eichkorn et al., 2002). Für eine Beeinflussung dieser Ionen durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus müssen aber noch sehr viel mehr Messstudien durchgeführt werden, um einen Beweis für diese Theorie zu finden. Ein vollständiger Überblick über den Einfluss von kosmischer Strahlung auf das Klima würde an dieser Stelle zu weit führen und ist in Tinsley und Yu (2003) zu finden.
Die beiden glaubwürdigsten Mechanismen sind die ersten beiden: Variationen der totalen solaren Einstrahlung beeinflussen die Troposphäre direkt, während Variationen der solaren UV-Strahlung die obere Stratosphäre direkt beeinflussen. Die direkte Beeinflussung der oberen Stratosphäre hat chemisch-dynamisch indirekte Zirkulationsänderungen in der unteren Stratosphäre zur Folge, die auch die Troposphäre beeinflussen könnten. Die in der Troposphäre und Stratosphäre gefundenen Sonnensignale stellen also vermutlich eine Kombination aus direkten und indirekten Einflüssen dar, die im Folgenden näher erläutert werden. Es ist allerdings auch nicht auszuschließen, dass alle drei genannten Mechanismen eine Rolle spielen und gemeinsam zu den beobachteten Sonnensignalen in der Atmosphäre führen. Für einen Beweis sind allerdings noch sehr viel mehr Studien mit Beobachtungsdaten und Modellen notwendig. In den folgenden Betrachtungen wird es ausschließlich um den Mechanismus für den Einfluss von UV-Strahlungsänderungen mit dem Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre gehen. Vor allen Dingen möchte man die großen Sonnensignale in der unteren Stratosphäre erklären, die keine direkte Folge der geänderten UV-Strahlung sein können.

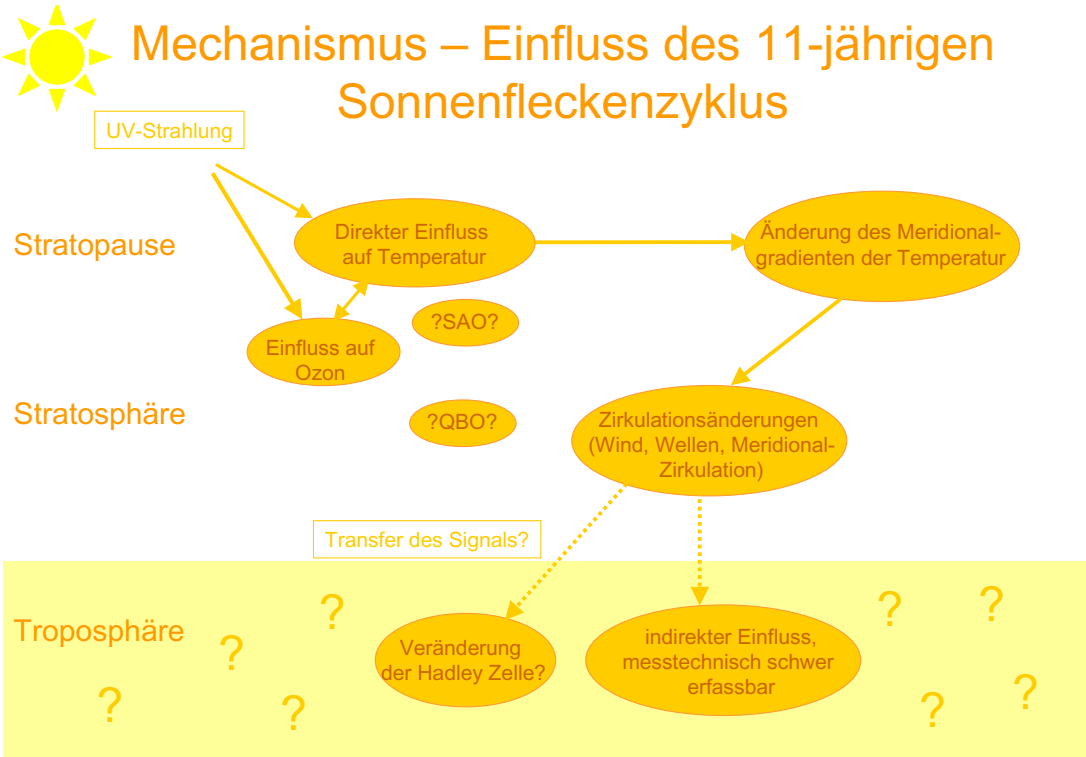

Abbildung 2.15: Schematische Darstellung für den Mechanismus des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, seine Auswirkungen und mögliche Wechselwirkungen mit anderen Faktoren.

Bereits vor 30 Jahren spekulierte Hines (1974), dass durch Änderungen in der Sonnenaktivität hervorgerufene Winddifferenzen in der oberen Stratosphäre die Ausbreitungsbedingungen für sich vertikal ausbreitende planetarische Wellen ändern könnten und so Sekundäreffekte in der Zirkulation der unteren Stratosphäre und Troposphäre hervorrufen könnten. Ein paar Jahre später führte Bates (1977) die ersten Modellrechnungen (mit einem 1-D Modell) durch, um einen Mechanismus für den Einfluss von solaren UV-Schwankungen zu finden. Mit Hilfe von verschiedenen Modellstudien konnte gezeigt werden, dass über Interferenzen von planetarischen Wellen signifikante Änderungen des troposphärischen Klimas hervorgerufen werden können, die das Ergebnis von durch die Sonne hervorgerufenen Änderungen in der Stratosphäre sind. Allerdings waren die Modelle stark vereinfacht (1- oder 2-D Modelle, beinhalteten nicht die gesamte Troposphäre und/oder Stratosphäre, keine Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung, keine Ozonchemie) und man war sich nicht hundertprozentig sicher, ob diese Effekte tatsächlich so in der Atmosphäre ablaufen (siehe z. B. Überblick von Bates, 1981). Das konnte erst im Laufe der Jahre mit immer leistungsfähigeren Rechnern, auf denen komplexere Modelle integriert werden konnten, und mit längeren Datensätzen nachgewiesen werden.
In Abb. 2.15 ist versucht worden, die bisher bekannten Einflüsse und Auswirkungen von solaren UV-Strahlungsänderungen mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus sowie deren Wechselwirkung mit anderen Faktoren schematisch darzustellen. Die von der Sonne kommende UV-Strahlung führt durch die Absorption an Ozonmolekülen zu einer Erwärmung der Stratosphäre, die am stärksten an der äquatorialen Stratopause ist (vgl. Abschnitt 3.2.1), und

die Ozonproduktion ebenfalls beeinflusst. Eine vermehrte Ozonproduktion bei stärkerer UV-Strahlung im Sonnenfleckenmaximum führt ihrerseits wiederum zu einer verstärkten kurzwelligen Erwärmungsrate und damit zu einer höheren Temperatur. Dieser direkte Einfluss auf den photochemischen und thermischen Antrieb der oberen Stratosphäre ist bereits einige Zeit bekannt (vgl. Abschnitte 2.4.1 und 2.4.2) und heutige GCMs sind in der Lage, diese stärkste Temperaturänderung bei der Vorgabe von Strahlungs- und Ozonänderungen in der äquatorialen Stratopausenregion zu simulieren. Die direkten Änderungen in der äquatorialen Stratopausenregion führen zu einer Änderung des meridionalen Temperaturgradienten, welche wiederum über die thermische Windrelation (Gl. 3.19) Änderungen in der vertikalen Windscherung zur Folge haben. Änderungen in der Windstruktur haben ihrerseits geänderte Ausbreitungsbedingungen für sich vertikal aus der Troposphäre ausbreitende planetarische Wellen zur Folge und stellen eine Möglichkeit dar, wie indirekt auch Zirkulationsänderungen in der unteren Stratosphäre und Troposphäre durch direkte Änderungen in der oberen Stratosphäre hervorgerufen werden können. Bisher gibt es allerdings noch keinen vollständigen physikalischen Mechanismus, um den Transfer des Sonnensignales von der oberen in die unteren Atmosphärenschichten zu erklären. Simulationen mit GCMs können insbesondere die großen Variationen von Ozon, Temperatur, geopotentieller Höhe und zonalem Wind in der unteren Stratosphäre noch nicht erklären, genauso wenig wie die aus Beobachtungen abgeleitete vertikale Temperatur- und Ozonverteilung (vgl. Abschnitt 2.4.1). Auch die gegenseitige Beeinflussung von Sonnensignalen und QBO bzw. SAO Signalen ist noch nicht vollständig bekannt. Im Folgenden werden existierende Ideen für den Transfer des Sonnensignales und seine Auswirkungen dargestellt.

In den 1990er Jahren wurde begonnen, ein konzeptionelles Modell für die beobachtete und modellierte Abwärtsbewegung (vgl. Abschnitt 2.4.1 und 2.4.2) von direkten durch solare UV-Änderungen hervorgerufenen Effekten von der oberen in die untere Stratosphäre zu entwickeln (z. B. Kodera, 1995), die im Prinzip auf den Ideen von Hines (1974) und Bates (1981) beruhten. In Abb. 2.16 ist die aktuellste Version dieses konzeptionellen Modelles dargestellt, welches auf Fels (1987) zurückgeht, der damit den dynamischen Einfluss von Strahlungsänderungen in der winterlichen Stratosphäre untersuchte. Im Sonnenfleckenmaximum führt ein stärkerer subtropischer Windstrahlstrom in der oberen Stratosphäre im Frühwinter (Westwindanomalie in Abb. 2.16a) aufgrund von verstärktem solaren Antrieb zu einer Ablenkung von planetarischen Wellen (gestrichelter Pfeil) in Richtung Winterpol, was zu einer relativen Beschleunigung der Grundströmung, also einer Verstärkung der Westwindanomalie führt, angedeutet durch das Gebiet anomal positiver Eliassen-Palm (EP) Fluss Divergenz (vgl. Abschnitt 5.8). Stärkere Westwindanomalien führen wiederum zu einer weiteren Schwächung planetarischer Wellen bzw. zu geänderten Ausbreitungsbedingungen. Es gibt also eine positive Rückkopplung zwischen zonalem Wind und Wellen. Anders ausgedrückt ist die Dissipation von planetarischen Wellen, die zu einer Abschwächung der zonalen Grundströmung in der oberen Stratosphäre im Winter führt, abgeschwächt und damit auch die Wellenaktivität selber. Im Laufe des Winters bewegt sich die Westwindanomalie durch die positive Rückkopplung zwischen zonalem Wind und planetarischen Wellen abwärts und in Richtung Pol.
Die schwächere Wellenaktivität im Sonnenfleckenmaximum (Gebiet mit $\nabla \cdot F > 0$) führt zu einer Schwächung der Brewer-Dobson Zirkulation[11)] (Abb. 2.16b). Die Anomalien in Abb.

[11)] Die globale Meridionalzirkulation der Atmosphäre wurde von Brewer (1949) und Dobson (1956) entdeckt. Sie besteht aus einer aufsteigenden Bewegung in den Tropen, die mit adiabatischer Abkühlung verbunden ist, und einer absinkenden Bewegung über dem Winterpol, welche mit adiabatischer Erwärmung einhergeht, und

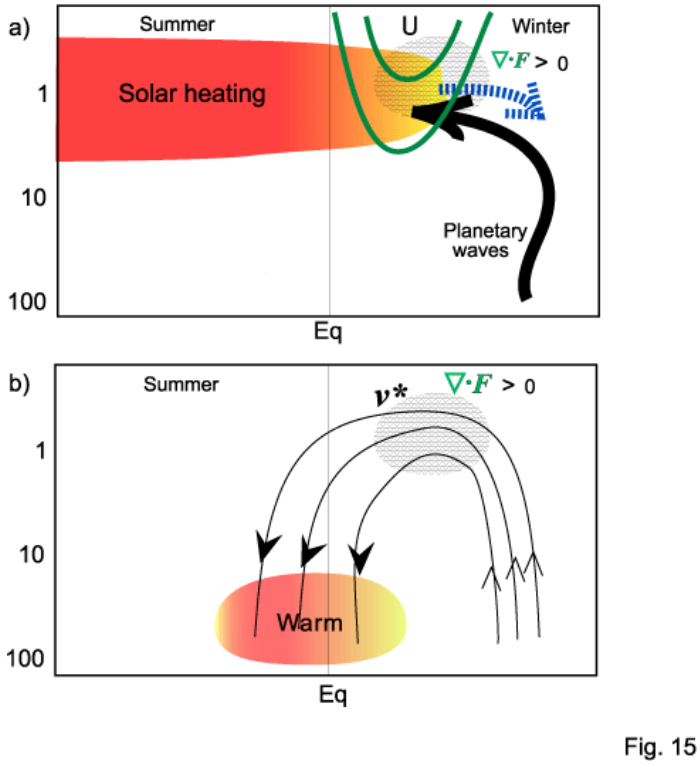

Abbildung 2.16: Schematische Darstellung für den Einfluss erhöhter solarer UV-Strahlung auf die untere Stratosphäre im Winter (Kodera und Kuroda, 2002). Diese Darstellung gibt Anomalien und keine Absolutfelder an.

2.16b weisen in genau die entgegengesetzte Richtung, führen also zu einem relativen Absinken und damit zu einer relativen Erwärmung der äquatorialen unteren Stratosphäre. Auch andere Studien zeigen, dass die extratropische Wellenaktivität, welche die Brewer-Dobson Zirkulation antreibt, die zonal gemittelte Temperatur in der tropischen unteren Stratosphäre bestimmt (Randel et al., 2002a; Salby und Callaghan, 2003a). Hood (2003) und Hood und Soukharev (2003) zeigen eine 11-jährige Variation der extratropischen Wellenaktivität aufgrund des Sonnenfleckenzyklus und bringen diese mit dekadischen Temperaturvariationen in der unteren tropischen Stratosphäre in Zusammenhang. Sie bestätigen damit den in Abb. 2.16 dargestellten Zusammenhang zwischen extratropischen und tropischen Sonnensignalen.
Über eine Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung bewegt sich das Sonneninitialsignal im zonalen Wind von der oberen Stratosphäre im Laufe des Winters polwärts und abwärts und führt zu einer Modulation des Polarnachtstrahlstromes in hohen Breiten. In niedrigen Breiten führt die Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung zu einer Modulation der Brewer-Dobson Zirkulation, durch die wiederum beobachtete Änderungen in der tropischen unteren Stratosphäre erklärt werden können. Allerdings ist die Bestimmung der genauen zeitlichen Abfolge der Änderungen im Jahresverlauf (Winter/Sommer) schwierig. Wenn der Transfer des Sonnensignales tatsächlich so stattfindet wie in der schematischen Abbildung dargestellt, kann man davon ausgehen, dass die beobachteten Änderungen auf der Sommerhe-

wird durch die Dissipation von Wellen angetrieben. Diese Meridionalzirkulation erklärt neben der Abweichung der Temperaturverteilung vom Strahlungsgleichgewicht auch die globale Verteilung von Spurengasen. (vgl. auch Abschnitt 5.2.3)

misphäre nur durch Änderungen der Brewer-Dobson Zirkulation hervorgerufen werden können, die durch dynamische Wechselwirkungsprozesse auf der Winterhemisphäre entstehen. Hierfür gibt es erste Hinweise aus Beobachtungsstudien (z. B. Salby und Callaghan , 2003b; Labitzke, 2004a,b).

2.5.1 Der Einfluss von QBO und SAO

Mit dem beschriebenen konzeptionellen Modell (Abb. 2.16) ist man allerdings nicht in der Lage, den zusätzlichen Einfluss von QBO und SAO zu bestimmen. Beide Windschwingungen treten in der äquatorialen Stratosphäre auf, wobei sich die stratosphärische SAO genau in der Höhe befindet, die nachweislich am stärksten von der solaren UV-Strahlung beeinflusst wird. Die QBO befindet sich in einer Höhe (untere Stratosphäre), in der große Sonnensignale in Beobachtungen sowohl in tropischen und subtropischen als auch in hohen Breiten auftreten. Außerdem wird die SAO von der QBO durch Filterung von Wellen, die die SAO antreiben, beeinflusst. Da die solare UV-Strahlung mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus Westwindanomalien in der oberen subtropischen Stratosphäre hervorruft, kann man spekulieren, dass diese einen Einfluss auf die Ausbildung der SAO-Westphase haben (z. B. Hood, 2003). Eine Beeinflussung der SAO-Phasen durch den Sonnenfleckenzyklus wurde beispielsweise schon in Beobachtungen gezeigt (Nastrom und Belmont, 1980) (vgl. Abschnitt 2.4.1) und könnte erklären wie relativ geringe Änderungen der UV-Strahlung verhältnismäßig große zonale subtropische Windanomalien zur Folge haben können. Über eine Kopplung zwischen SAO und QBO (vgl. z. B. Überblick von Hirota, 1980; Baldwin et al., 2001) könnten die durch die Solarstrahlung induzierten Änderungen in der oberen Stratosphäre abwärts wandern. Solche Kopplungen sind auch bereits in Beobachtungs- und Modellstudien nachgewiesen worden, z. B. eine bevorzugte Bildung der QBO-Westphase während einer Westphase der stratosphärischen SAO (Baldwin et al., 2001) oder eine stärkere mesosphärische SAO-Ostphase während einer QBO-Westphase, welche durch selektive Dämmpfung von sich aufwärts ausbreitenden Schwerewellen entsteht (Burrage et al., 1996; Garcia und Sassi, 1999). Die von Salby und Callaghan (2000) gefundene, vom Sonnenfleckenzyklus abhängige Ausbildung der QBO könnte entweder durch geänderte Ausbreitungsbedingungen für tropische Wellen, durch Änderungen tropischer Vertikalbewegungen durch den Sonneneinfluss oder aber durch einen Einfluss der hohen Breiten, z. B. einen geänderten Impulsfluss, hervorgerufen werden. Beispielsweise würde eine stärkere Brewer-Dobson Zirkulation im Sonnenfleckenminimum zu einem schwächeren/langsameren Absinken der QBO Scherzonen führen, welche eine längere QBO-Phase zur Folge hätten.
Beide tropischen Windschwingungen können die Winterzirkulation der hohen Breiten signifikant beeinflussen (Holton und Tan, 1980, 1982; Gray et al., 2001b, 2003; Gray, 2003). Dieser Einfluss ist offensichtlich vom Sonnenfleckenzyklus abhängig (Labitzke, 1987; Labitzke und van Loon, 1988). Prinzipiell muss man also verstehen, welche Wechselwirkung es zwischen dem Sonnenfleckenzyklus und der QBO sowie der SAO in tropischen Breiten gibt, um dann den möglichen unterschiedlichen Effekt auf die hohen Breiten bestimmen zu können. Eine Änderung in den Extratropen ruft wiederum Änderungen in den Tropen hervor, so dass man die gegenseitige Wechselwirkung berücksichtigen muss. Wenn man dies mit einem GCM machen möchte, stößt man auf mehrere Probleme. Die meisten GCMs haben keine modellinterne QBO und/oder SAO, und um einen realistischen zeitlich variierenden 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus zu simulieren, bräuchte man eine genügend große Anzahl von Modelljahren, die im Moment die Rechnerkapazitäten sprengen würde. Man ist also auf vereinfachte Modellstudien angewiesen, um Teile der beobachteten Zusammenhänge systematisch nachzuvollziehen.

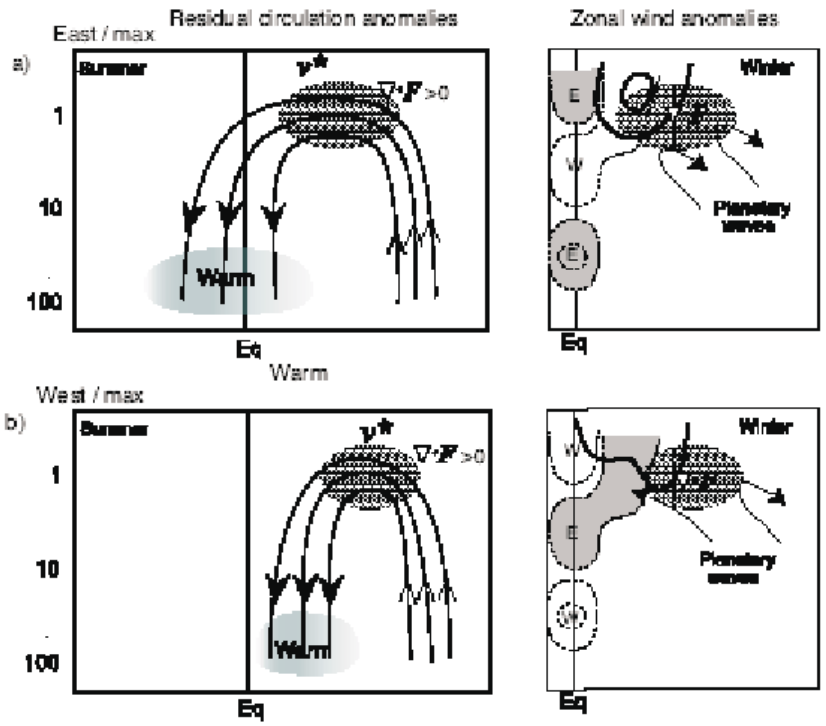

Abbildung 2.17: Wie Abb. 2.16 nur getrennt für QBO Ost (oben) und QBO West (unten) (K. Kodera, persönliche Mitteilung, 2002).

In Abb. 2.17 ist ein erster Versuch für den kombinierten Einfluss von QBO und Sonne auf die Atmosphäre schematisch dargestellt. Diese Überlegungen beruhen wie Abb. 2.16 auf Beobachtungsdaten. Wie man anhand der zonalen Windanomalien (rechts) erkennt, sind die beiden QBO-Phasen in der unteren Stratosphäre durch eine typische dreilagige Struktur („Sandwichstruktur") gekennzeichnet, z. B. Ost-West-Ost für QBO-Ost-Bedingungen (oben). Die unterschiedliche vertikale Windstruktur führt in Kombination mit dem Sonnensignal zu einer stärkeren Westwindanomalie für QBO Ost- als für QBO-West-Bedingungen. Diese stärkeren Westwinde in der QBO-Ostphase leiten planetarische Wellen von der äquatorialen Stratosphäre ab, während die schwächeren Westwinde in der QBO-Westphase eine Ausbreitung von planetarischen Wellen entlang der Westwindachse des Polarnachstrahlstromes in die Subtropen zulassen. In der Ostphase führt eine verstärkte EP Fluss Divergenz zu einer Verstärkung der Westwindanomalie, die in den Subtropen bleibt, während in der QBO-Westphase durch eine Konvergenz des EP Fluss Vektors in den Subtropen und eine Divergenz in hohen Breiten, eine Verlagerung des westlichen Windstrahlstromes zu hohen Breiten hin auftritt. Auch die Brewer-Dobson Zirkulation ist wieder beeinflusst. Für die QBO-Ostphase tritt anomales Absinken, d.h. eine Abschwächung der Meridionalzirkulation, und damit eine Erwärmung direkt über dem Äquator auf, während der Effekt für die QBO-Westphase in subtropische Breiten der Winterhemisphäre vom Äquator weg verschoben ist. Dass der Einfluss der Anomalien der Residualzirkulation für die QBO-Ostphase bis in die Sommerhemisphäre reicht, ist auf die äquatornahe Lage der EP Fluss Divergenz Anomalie zurückzuführen. In der Westphase liegt die Anomalie etwas mehr in Richtung Winterpol und führt dazu, dass Anomalien der Residualzirkulation auf die Winterhemisphäre beschränkt bleiben. Bei einem Vergleich der Anomalien

mit einer Aufteilung in die QBO-Phase (Abb. 2.17) mit denen für das reine Sonnensignal (Abb. 2.16) fällt auf, dass sich die Zirkulationsänderungsmuster für das Sonnensignal und QBO-Ostphasen-Bedingungen ähneln, während für QBO-Westphasen-Bedingungen ein anderer Effekt zu sehen ist. Diese ersten Versuche, die Einflüsse getrennt für beide QBO-Phasen zu untersuchen, stimmen teilweise mit den Beobachtungen von Labitzke (2003) überein, die in der QBO-Ostphase im Sommer ein starkes Temperatursignal über dem Äquator findet, während das Temperatursignal in der QBO-Westphase in niedrigere Breiten verschoben ist. Im Gegensatz zu den Vorstellungen von Kodera (persönliche Mitteilung, 2003) ist das Signal in der Westphase auf die Sommerhemisphäre verschoben. Insgesamt scheint es leichter zu sein, das QBO-Ostphasensignal, welches dem reinen Sonnensignal ähnelt, als das Signal der QBO-Westphase zu erklären. Darauf haben bereits sehr früh schon Labitzke und van Loon (1988) hingewiesen.

2.5.2 Der Transfer in die Troposphäre

Bisher gibt es nur vereinzelte Hinweise sowohl aus Modell- (z. B. Haigh, 1996, 1999a,b; Rind et al., 2002a) als auch Beobachtungsstudien (z. B. Labitzke, 1999; Gleisner und Thejll, 2003; van Loon und Meehl, 2003) für troposphärische Zirkulationsänderungen aufgrund des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Die in der unteren tropischen Stratosphäre gefundenen Zirkulationsänderungen könnten über geänderte Vertikalbewegungen auch einen Einfluss auf troposphärische Zirkulationsmuster haben, z. B. über eine veränderte Lage der tropischen Tropopause, die zu einer Änderung tropischer Zirkulationszellen, z. B. der Hadley Zirkulation, führen könnte. In den Tropen findet mit großskaligem Aufsteigen der größte Eintrag von troposphärischen Spurengasen und Wasserdampf in die Stratosphäre statt, die über den aufsteigenden Ast der Brewer-Dobson Zirkulation in die höheren Atmosphärenschichten gelangen. Dort findet also eine Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre statt (z. B. Holton et al., 1995). Über das sogenannte „downward control“ Prinzip können extratropische stratosphärische Zirkulationsänderungen auch die Troposphäre beeinflussen (Haynes et al., 1991). Wenn die Brewer-Dobson Zirkulation im Sonnenfleckenmaximum wirklich abgeschwächt ist, könnte man vermuten, dass auch die Hadley Zirkulation als unterer Ast der Brewer-Dobson Zirkulation bzw. tropische äquatoriale Vertikalbewegungen abgeschwächt sind. Eine Beeinflussung troposphärischer Zirkulationsmuster durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus ist bereits kurz angesprochen worden (Abschnitt 2.3). Labitzke und van Loon (1995) zeigten beispielsweise, dass sich die Hadley Zirkulation während des Sonnenfleckenmaximums verstärkt. Neuere Studien (Labitzke, 2003) zeigen allerdings, dass diese Verstärkung nur in Jahren der QBO-Westphase stattfindet, während man eine Abschwächung in der QBO-Ostphase beobachtet. Bisherige Modellstudien (z. B. Haigh, 1999a) zeigten ebenfalls eine Abschwächung der Hadley Zirkulation im Maximum, was dazu passt, da die GCMs im Mittel schwache Ostwinde in der unteren Stratosphäre simulieren. Eine Verstärkung der Hadley Zirkulation im Maximum wurde kürzlich von van Loon und Meehl (2003) gezeigt, wobei hauptsächlich Jahre mit einer QBO-Westphase in die Analyse eingingen.

Über die Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre gibt es bereits zahlreiche andere Untersuchungen. Seit langem ist bekannt, dass große Stratosphärenerwärmungen durch anomale troposphärische Zirkulationsmuster ausgelöst werden können (z. B. Naujokat et al., 2002; Polvani und Waugh, 2003). Im Moment besteht verstärktes Interesse, den umgekehrten Weg, nämlich den Einfluss der Stratosphäre auf die Troposphäre zu zeigen, um damit eventuell sogar die Wettervorhersage zu verbessern (Baldwin et al., 2003a,b; Polvani und Waugh, 2003).

Perlwitz und Graf (1995) zeigten beispielsweise einen statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen der stratosphärischen und der troposphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik und Salby und Callaghan (2003b) und Plumb und Semeniuk (2003) zeigen in Beobachtungs- und Modellstudien, dass die dynamische Struktur der Stratosphäre bis in die Troposphäre reicht. Auch Baldwin und Dunkerton (2001) und Christiansen (2001) wiesen auf einen starken Einfluss von stratosphärischen Anomalien auf die Troposphäre hin, die innerhalb von 60 Tagen von der Stratosphäre in die Troposphäre wandern. Als Index für die Zirkulation auf der Nordhemisphäre von der Stratosphäre bis zur Erdoberfläche dient die sogenannte Arktische Oszillation (AO) (Thompson und Wallace, 1998). Das Konzept der AO wurde von Baldwin und Dunkerton (2001) mit der Einführung des „Northern Annular Mode (NAM)"-Index leicht verändert. Der NAM-Index beschreibt das dominante Zirkulationsmuster der nordhemisphärischen Atmosphäre und stimmt am Erdboden, also in 1000 hPa, mit der AO überein. Die positive Phase der NAM ist durch einen starken Polarwirbel und höhere geopotentielle Höhen in den mittleren Breiten gekennzeichnet, während die negative Phase der NAM durch einen schwachen Polarwirbel gekennzeichnet ist. Analog zum NAM definiert man einen „Southern Annular Mode (SAM)" für die Südhemisphäre und kann statistische und zeitliche Zusammenhänge zwischen stratosphärischen und troposphärischen Zirkulationsmustern zeigen (z. B. Thompson et al., 2003). Die große, erstmals aufgetretene Stratosphärenerwärmung auf der Südhemisphäre im Jahre 2002 diente als Beispiel, wie stratosphärische Zirkulationsanomalien auf kurzen Zeit-skalen auch die Troposphäre beeinflussen können (K. Kodera, persönliche Mitteilung). Die Bezeichnungen AO und NAM werden allerdings nicht einheitlich in der Literatur verwendet und viele sprechen auch in größeren Höhen von der AO. Im Folgenden werden die Begriffe NAM und AO gleichwertig behandelt. Auf einen möglichen Zusammenhang zwischen der AO und ihrem nordatlantischen Teil, der NAO[12)], mit dem Sonnenfleckenzyklus wurde ebenfalls erst kürzlich hingewiesen (Kodera, 2002, 2003). Neueste Ergebnisse zeigen nicht nur eine Beeinflussung der Hadley-Zirkulation durch den Sonnenfleckenzyklus, sondern auch der Walker-Zirkulation und damit ENSO (Kodera, persönliche Mitteilung, 2003). Auch Baldwin (persönliche Mitteilung, 2003) kann mit der Berechnung des NAM-Index für das Sonnenfleckenmaximum und -minimum eine Beeinflussung der Troposphäre durch stratosphärische Zirkulationsmuster zeigen.

Alle diese Untersuchungen legen nahe, dass das indirekte Sonnensignal aus der unteren Stratosphäre über eine Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre bis in die Troposphäre gelangen kann. Allerdings fehlen bisher Beweise für diesen Transfer des Signales sowohl aus Beobachtungs- als auch Modellstudien, da es aufgrund der hohen Variabilität der Troposphäre und verhältnissmäßig kurzer globaler Datensätze sehr schwierig ist, ein troposphärisches Sonnensignal zu identifizieren.

[12)] Unter der Nordatlantischen Oszillation (NAO) versteht man die 7- bis 9-jährige Schwankung des meridionalen Druckgradienten zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Sie stellt das dominante Zirkulationsmuster für Europa dar und wird mit dem NAO-Index beschrieben. Bei einem positiven NAO-Index verstärkt sich der Luftdruckgegensatz zwischen Island und den Azoren. Mit der verstärkten Westwindströmung gelangen vom Atlantik vermehrt maritime Luftmassen nach Mittel- und Nordeuropa, die zu positiven Temperatur- und Niederschlagsanomalien führen. In Südeuropa beobachtet man durch den stärkeren Hochdruckeinfluss anomale Trockenheit.

2.5.3 Der Einfluss des Sonnensignales auf die Jahr-zu-Jahr Variabilität der winterlichen Stratosphäre

Die Sonnensignale aus Beobachtungen sowie deren Wechselwirkung mit der QBO und der SAO und der Transfer des Sonnensignales sind bisher mit Hilfe eines konzeptionellen Modelles ansatzweise erklärt worden. Im Folgenden wird ein Konzept für den Einfluss des Sonnensignales auf die natürliche Jahr-zu-Jahr Variabilität der Stratosphäre vorgestellt. In der winterlichen Stratosphäre gibt es zwei verschiedene interne Variabilitätsmoden oder Zirkulationstypen, die sich einstellen (Holton und Mass, 1976; Labitzke, 1977, 1982). Diese Bimodalität der Stratosphäre lässt sich durch die Wechselwirkung mit planetarischen Wellen erklären (Holton und Mass, 1976; Yoden, 1987), die dazu führt, dass es entweder einen starken Polarnachtstrahlstrom (ungestörten, kalten Winter) oder einen schwachen Polarnachtstrahlstrom (warmen, gestörten Winter) gibt. Die Entscheidung, welchen Zustand die Atmosphäre einnimmt, fällt am Anfang des Winters und kann durch verschiedene Faktoren, wie z. B. die solare UV-Strahlung, die QBO/SAO und Vulkane, die ihren stärksten Einfluss in der äquatorialen Stratosphäre haben, beeinflusst werden (z. B. Kodera, 1995; Gray et al., 2003). Der Einfluss der solaren UV-Strahlung auf die Jahr-zu-Jahr Variabilität der Stratosphäre ist in Abb. 2.18 nach Kodera et al. (2003) dargestellt. Im Frühwinter befindet sich die Stratosphäre in einem durch Strahlungsprozesse geprägten Zustand, der durch starke Zonalwinde und schwachen Wellenantrieb gekennzeichnet ist. Im späteren Winterverlauf nimmt der Antrieb durch planetarische Wellen stark zu und die Stratosphäre wechselt in einen Zustand, der nun hauptsächlich durch dynamische Prozesse geprägt ist. Dieser Wellenantrieb kann von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich sein, so dass die Balance zwischen dem Strahlungsantrieb und dem dynamischen Antrieb von Jahr zu Jahr schwankt. Dabei ist die unterschiedliche Variation des Wellenantriebes nicht unbedingt auf Änderungen der troposphärischen Quellen der planetarischen Wellen zurückzuführen, sondern kann, wie bereits beschrieben wurde, in der Stratosphäre selber durch eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen für Wellen zustande kommen. Der Sonnenfleckenzyklus bewirkt nun eine Änderung der Balance zwischen dem durch Strahlungsprozesse und dem durch dynamische Prozesse gekennzeichneten Zustand. Dies tritt in der klimatologischen Übergangsperiode (Frühwinter) auf, in der die Atmosphäre besonders sensibel auf Änderungen des (externen) Antriebes reagiert und führt dazu, dass der subtropische Strahlstrom unter Sonnenfleckenmaximum-Bedingungen länger in dem durch Strahlungsprozesse beeinflussten Zustand bleibt und dadurch höhere Windgeschwindigkeiten erreicht als im Sonnenfleckenminimum (Kodera und Kuroda, 2002). Es sei an dieser Stelle daraufhingewiesen, dass es eine Art Schaukel zwischen hohen und niedrigen Breiten und damit zwischen dem subtropischen und dem polaren Strahlstrom in der Übergangsphase gibt: bei einem starken subtropischen Strahlstrom findet man einen schwachen polaren Strahlstrom und umgekehrt. Im Laufe des Winters nimmt die Jahr-zu-Jahr Variabilität des subtropischen Windstrahlstromes zu, erreicht Maxima in der Übergangsphase und nimmt in der dynamisch kontrollierten Phase wieder ab. Die Jahr-zu-Jahr Variabilität des polaren Windstrahlstromes hingegen nimmt stetig zu und erreicht Maxima in der dynamisch kontrollierten Phase im Spätwinter. Über die Wechselwirkung zwischen planetarischen Wellen und dem zonalen Wind kann der relativ schwache Strahlungsantrieb durch den Sonnenfleckenzyklus zu einer relativ großen dynamischen Antwort führen. Dabei wird, wie bereits beschrieben wurde, der Sonneneinfluss von der Stratopausenregion durch eine Modulation der internen Variabilitätsmode des Polarnachtstrahlstromes, welche in hohen geographischen Breiten stattfindet, und durch eine Änderung der Brewer-Dobson Zirkulation, welche in niedrigen geographischen Breiten stattfindet, in die untere Stratosphäre

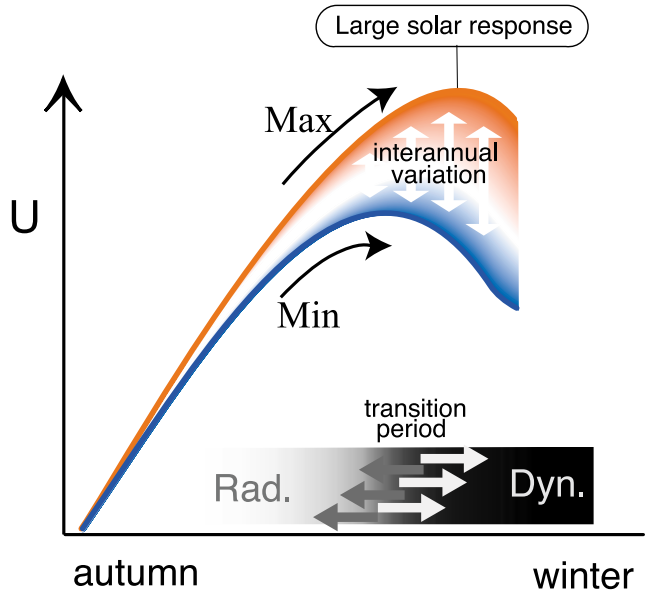

Abbildung 2.18: Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Jahr-zu-Jahr Variabilität der winterlichen Stratosphäre und dem Einfluss des Sonnenfleckenzyklus (Kodera et al., 2003).

transferiert. Diese dynamischen Änderungen können mit chemischen Effekten wechselwirken, beispielsweise wird die Ozonverteilung durch Temperatur und Wind geändert. Dies ist zwar nur ein Beispiel aber es gibt noch viele weitere mögliche indirekte Effekte, die sich bis in die Troposphäre auswirken können.

Allerdings gibt es zum heutigen Zeitpunkt immer noch keinen vollständigen physikalischen Mechanismus, der die Übertragung des Sonnensignales bis zum Erdboden eindeutig beweisen kann. Die aufgezählten konzeptionellen Modelle geben nur eine Vorstellung, wie das Signal bis in die untere Stratosphäre transportiert werden kann. Die aufgezählten vielfältigen Arbeiten zum Einfluss von stratosphärischen auf troposphärische Zirkulationsmuster, liefern Ansatzpunkte wie ein Sonnensignal bis in die Troposphäre transportiert werden könnte. Dies bleibt allerdings zu beweisen. Mit Hilfe von GCM-Experimenten wird in den folgenden Kapiteln versucht, die in Abb. 2.15 aufgeführten einzelnen Schritte des Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre systematisch nachzuvollziehen, um die verschiedenen Ideen für den Transfer des Sonnensignales aus Beobachtungs- und Modellstudien zu testen. Das für diese Untersuchungen benutzte GCM und die durchgeführten Experimente werden im nun folgenden Kapitel genauer beschrieben.